

УДК 553.065/550.93/553.041

## U–Pb ВОЗРАСТ, СОСТАВ ЦИРКОНА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ЖИРЕКЕНСКОГО Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СВЯЗЬ С МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

© 2024 г. Т. В. Светлицкая<sup>а, \*</sup>, П. А. Неволько<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

\*E-mail: svt@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 07.08.2023 г.

Подписана в печать 04.10.2023 г.

Принята к публикации 04.10.2023 г.

Жирекенское Mo-порфировое месторождение расположено в пределах Западно-Станового террейна Забайкальского сектора Монголо-Охотского складчатого пояса и приурочено к одноименной многофазной интрузии средне-позднеюрского возраста. Несмотря на длительную историю освоения месторождения, на сегодняшний день остается невыясненным целый ряд вопросов касательно магматизма и рудной минерализации. В частности, до сих пор не установлена рудопроизводящая гранитоидная интрузия, с внедрением которой связано формирование месторождения. В исследовании представлены новые U-Pb LA-ICP-MS цирконового возраста, а также геохимический состав цирконов и магматических пород Жирекенского месторождения. Проведенные исследования показывают, что месторождение пространственно ассоциирует с серией интрузий высоко-К известково-щелочных — шошонитовых гранитоидов I-типа, внедрившихся в интервале 158–166 млн лет на постколлизивной стадии эволюции Монголо-Охотского океана. Последовательность внедрения включает биотитовые лейкограниты (U-Pb возраст ок. 164–166 млн лет) → биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты (U-Pb возраст ок. 161–163 млн лет) → дайки гранит-порфиров (U-Pb возраст ок. 162–163 млн лет), лейкогранит-порфиров и (кварцевых) диорит-порфиров → дайки кварцевых монзонит-порфиров (U-Pb возраст ок. 158 млн лет). Полученные U-Pb возрасты и геологические взаимоотношения между гранитоидами и минерализацией предполагают, что внедрение рудогенерирующей гранитоидной интрузии и формирование Mo-порфирового рудного штокверка на Жирекенском месторождении произошло в интервале 158–161 млн лет. Оценка рудного потенциала этих гранитоидов по комплексу геохимических валовых и минеральных (цирконы) индикаторов фертильности показала, что изученные интрузии не могут быть генетически связаны с порфировой минерализацией, поскольку являются производными слабоокисленных магм. Гранитоидная интрузия, с которой генетически связано молибденовое оруденение Жирекенского месторождения, либо не вскрыта, либо представлена породами, не охваченными настоящим и более ранними исследованиями.

**Ключевые слова:** гранит, молибден-порфировое месторождение, U-Pb датирование, циркон, геохимия, индикаторы фертильности, Жирекенское месторождение, Восточное Забайкалье

**DOI:** 10.31857/S0016777024010052, **EDN:** zvtvai

### ВВЕДЕНИЕ

Медно-молибден-порфировые месторождения генетически связаны с гранитоидными интрузиями I-типа, продуцируемыми (высоко-К) известково-щелочными — шошонитовыми магмами в субдукционных и постсубдукционных геодинамических обстановках. Эти гранитоидные интрузии обычно являются составной частью многофазных плутонов, сложенных несколькими

сближенными по времени внедрения магматическими фазами. Они являются производными специфических расплавов, отличающихся высокими содержаниями воды, высокой окисленностью и высокими содержаниями летучих компонентов, в первую очередь, хлора и серы (Richards, 2011; Pizarro et al., 2020; Groves et al., 2022). Эти расплавы широко известны в международном научном сообществе под термином “фертильные” магмы,

а сами рудопродуцирующие гранитоиды получили название “фертильные”. Выявление фертильных интрузий имеет первостепенное значение для региональных геолого-поисковых работ, а определение отличительных особенностей состава фертильных магм критически важно для совершенствования генетических моделей формирования порфировых месторождений и выработки их поисковых критериев. Для этих целей в последние несколько десятилетий эффективное развитие получили методы выявления рудогенерирующих интрузий с помощью геохимических валовых и минеральных индикаторов фертильности (Cooke et al., 2017; Wells et al., 2020; Nevolko et al., 2021; Groves et al., 2022; Светлицкая, Неволько, 2023).

Восточное Забайкалье является одним из старейших горнорудных провинций России. Регион охватывает Забайкальский сектор Монголо-Охотского складчатого пояса и характеризуется существенными запасами молибдена, меди, золота, серебра, свинца и цинка, связанными с мезозойскими порфировыми, скарновыми, порфирово-скарновыми и эпитермальными месторождениями и многочисленными россыпными месторождениями золота (Коваленкер и др., 2011; Берзина и др., 2015; Коваленкер и др., 2016; Прокофьев и др., 2017; Savichev et al., 2021). По состоянию на 2021 г., в Забайкальском крае заключено ок. 30.6% запасов молибдена России, сосредоточенных, главным образом, в двух месторождениях — Бугдаинском и Жирекенском (Государственный ..., 2021). Бугдаинское месторождение является самым крупным (599.7 тыс. т Мо по категории A+B+C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>; доля в запасах РФ ок. 27%). Жирекенское месторождение содержит 61.6 тыс. т Мо по категории A+B+C<sub>1</sub>, что составляет 2.8% от запасов молибдена РФ, однако отличается высоким средним содержанием Мо в рудах (0.11%). Оба месторождения ассоциируют с гранитоидами средне-позднеюрского возраста и рассматриваются как Мо-порфировые.

Жирекенское молибденовое месторождение было открыто в 1958 г., разведывалось в 1959–1966 гг., и, начиная с 1988 г., разрабатывается с перерывами открытым способом Жирекенским горно-обогатительным комбинатом. В 2003 г. контрольный пакет акций Жирекенского ГОКа приобрел холдинг АО “УК “СОЮЗМЕТАЛЛРЕСУРС”. На сегодняшний день Жирекенское месторождение сохраняет статус разрабатываемого, хотя добыча не ведется с 2014 г. Несмотря на длительную историю освоения, месторождение остается слабо изученным. В частности, в настоящее время существуют как минимум две схемы геологического строения месторождения, отражающие разные взгляды на взаимоотношения между интрузивными фазами;

данные по химическому составу и U–Pb возрасту магматических пород крайне ограничены; генетическая связь между Мо минерализацией и конкретными интрузиями в пределах многофазного Жирекенского плутона не установлена. В данном исследовании представлены новые U–Pb цирконовые возрасты, геохимический состав цирконов и магматических пород Жирекенского месторождения. Эти данные, сопряженные с полевыми наблюдениями, используются для уточнения геологического строения месторождения, возраста оруденения и оценки рудного потенциала гранитоидов разных фаз внедрения с помощью геохимических валовых и минеральных (цирконы) индикаторов фертильности. Данная статья является частью авторского научно-исследовательского проекта по выявлению и верификации геохимических и минеральных индикаторов продуктивных интрузий, связанных с порфировыми и скарновыми системами в России (Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022).

## РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Жирекенское месторождение расположено в Чернышевском районе Забайкальского края России, в ~270 км на северо-восток от г. Читы и в 5 км к северо-востоку от пос. Жирекен. Оно находится в пределах Пришилкинского блока Западно-Станового террейна, который входит в состав Селенга–Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (фиг. 1). Регион сложен докембрийским (архей–протерозойским) фундаментом и ограниченно развитыми палеозойско–мезозойскими супракрустальными комплексами и рассматривается в составе складчатого обрамления Сибирской платформы (Байкало–Становая складчатая область) (Гусев, Хаин, 1995). Западно-Становой террейн испытал несколько этапов тектономагматической активизации, которые продолжались вплоть до кайнозоя. Одним из наиболее интенсивных считается юрско–меловой этап, который связывают с эволюцией Монголо–Охотского океана (Зорин и др., 1998; Парфенов и др., 2003). Регион отличается крайне сложным геологическим строением и специфической геоморфологией (сильно расчлененная таежная область с широкими водоразделами, разделенными заболоченными речными долинами). Эти особенности, наряду с недостаточными U–Pb возрастными определениями магматических пород, привели к многочисленным путаницам и нестыковкам в номенклатуре и объемах выделяемых интрузивных комплексов.

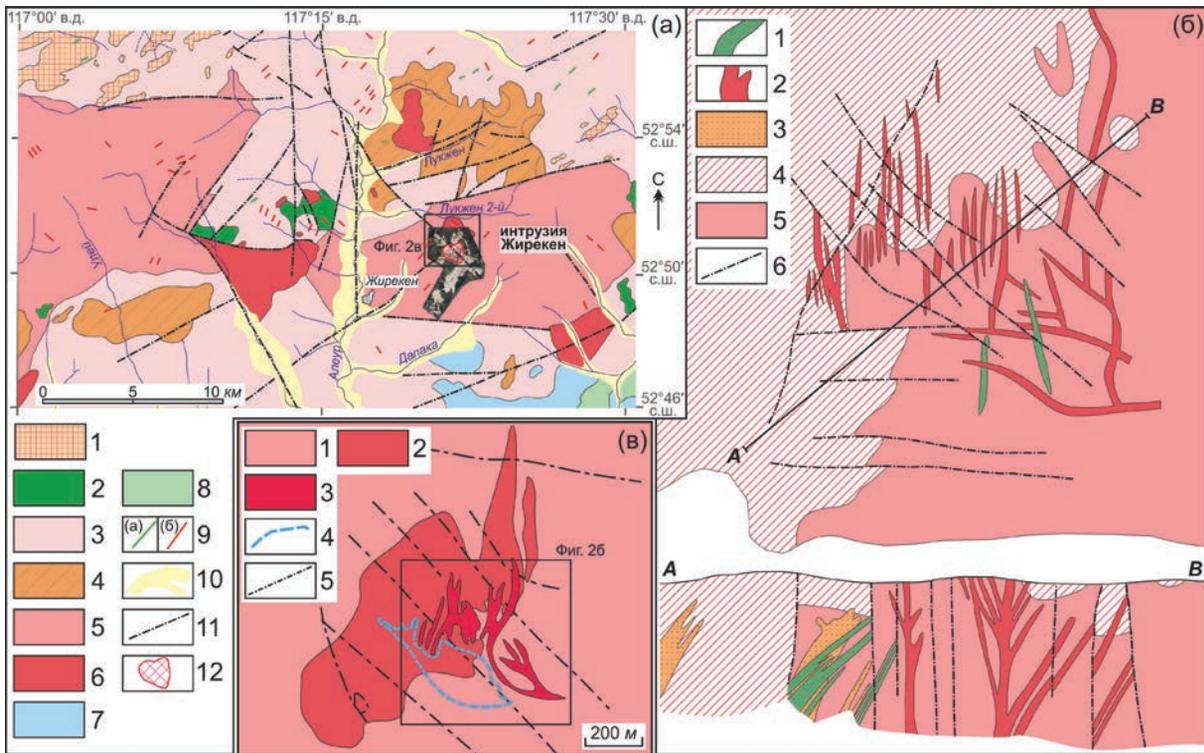


**Фиг. 1.** Позиция района Жирекенского Мо порфиорового месторождения на упрощенной тектонической схеме Восточного Забайкалья (Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). 1 — перидотиты (офиолиты); 2 — меланж; 3 — месторождения порфиорового семейства, связанные с гранитоидами средне–позднеюрского шахтаминского комплекса: I — Бугдаинское Мо порфиоровое месторождение, II — Шахтаминское Мо ± Cu порфиоровое месторождение, III — Быстринское Cu-Au-Fe порфиорово-скарновое месторождение, IV — Ново-Широкинское Au-Pb эпитемальное месторождение; 4 — Жирекенское Мо порфиоровое месторождение. Селенга–Становой супертеррейн (часть Центрально–Азиатского складчатого пояса): SS-I — Пришилкинский блок Западно–Станового террейна, SS-II — Витимско–Урюмский блок Селенгино–Яблонового террейна. Аргунский террейн (часть Керулено–Аргуно–Мамынского (Амурия–Северный Китай) композитного супертеррейна): AR-I — Боршовочный блок, AR-II — Газимурский блок, AR-III — Урулюнгуийский (Заурулюнгуийский) блок, AR-IV — Калга–Орочинский (Кадинско–Уровский) блок. Структурно–тектонические подразделения приведены в соответствии со схемами структурно–тектонического районирования Российской Федерации масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000.

Район Жирекенского месторождения характеризуется широким развитием магматических пород (фиг. 2а). Осадочные и вулканогенно–осадочные толщи развиты крайне ограниченно и представлены средне–верхнеюрскими вулканитами среднего и кислого состава и юрско–меловыми вулканогенно–терригенными отложениями. Большая часть территории сложена палеозойскими порфиоровидными биотит–амфиболовыми гранитами, которые представляют собой часть крупного батолита, разобранного на отдельные блоки (массивы) разломами и более молодыми интрузиями (Геологическая ..., 1964). Среди петрографических разностей также отмечаются порфиоровидные биотит–амфиболовых гранодиориты, биотитовые граниты и лейкограниты. Гранитоиды прорывают протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки и амфиболиты и содержат крупные ксенолиты метаморфических и магматических

(габбро–диориты, диориты) пород. Последние рассматриваются как более ранняя интрузивная фаза гранитоидов. Палеозойские граниты прорваны мезозойскими магматическими комплексами, включающими: (i) интрузии лейкократовых гранитов, (ii) интрузии биотит–амфиболовых гранитов и гранодиоритов и (iii) мелкие порфиоровые интрузии кислого состава (гранодиорит–, гранит–, граносиенит–порфиры и кварцевые порфиры) (Геологическая ..., 1964) (фиг. 2а). Палеозойские и мезозойские гранитоиды рассечены дайками основных и кислых пород.

На геологической карте масштаба 1 : 200 000 первого поколения возраст палеозойских интрузий определен как ранне–среднепалеозойский (Геологическая ..., 1964). Мезозойские биотит–амфиболовые граниты и гранодиориты (ii) и лейкократовые граниты (i) представлены как первая и вторая фазы



**Фиг. 2.** а — Схематическая геологическая карта района Жирекенского месторождения (Геологическая ..., 1964, с упрощениями и дополнениями) с вынесенным контуром карьера месторождения Жирекен. 1 — протерозойские мигматизированные кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки, амфиболиты; 2–3 — палеозойские интрузивные комплексы: габбро-диориты и диориты (2), порфириовидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты (3); 4–6 — мезозойские (юрские) интрузивные комплексы: лейкократовые граниты (4), биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты (5), гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры (6); 7 — мезозойские (средне-верхнеюрские) вулканиты среднего и кислого состава; 8 — мезозойские (юрско-меловые) вулканогенно-терригенные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, вулканиты, туфы); 9 — дайки основных (диоритовые порфириты, лампрофиры) (а) и кислых (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты) (б) пород; 10 — неоген-четвертичные аллювиальные отложения; 11 — разломы, включая надвиги; 12 — контур карьера Жирекенского месторождения; б — Схема геологического строения Жирекенского месторождения с разрезом (Покалов, 1978). 1 — дайки диоритовых порфиритов; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4–5 — мелкозернисты порфириовидные (4) и средне- крупнозернисты (5) биотитовые и биотит-амфиболовые граниты; 6 — разломы; в — Схема геологического строения Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015). 1 — гранитоиды амананского комплекса ( $J_{2-3}$ ); 2–3 — граниты (2) и порфиры (3) рудоносного комплекса; 4 — контур рудного штокаверка; 5 — разломы.

амананского комплекса триасового возраста соответственно. Мезозойские порфириовые интрузии (iii) отнесены к амуджиканскому комплексу средней-поздней юры. В соответствии с этой картой, Жирекенская интрузия сложена триасовыми гранитоидами амананского комплекса, прорванными штоком юрских кварцевых порфиров амуджиканского комплекса. Согласно региональной геологической карте масштаба 1 : 1000 000 последнего поколения, палеозойские граниты, мезозойские граниты и гранодиориты (ii) и мезозойские лейкограниты (i) отмечены как первая, вторая и третья фазы амананского комплекса позднепермского возраста соответственно (Геологическая ..., 2010<sub>1</sub>). Порфириовые интрузии гранитоидного состава (iii) либо включены в состав второй фазы амананского

комплекса, либо выделены как субвулканические образования джилиндинской свиты раннего триаса. В соответствии с этой картой, Жирекенская интрузия сложена позднепермскими гранитоидами второй фазы амананского комплекса, прорванными штоком раннетриасовых порфиров субвулканического комплекса джилиндинской свиты. Однако в объяснительной записке к данной геологической карте эти порфиры отнесены к нерчуганскому комплексу раннего триаса (Геологическая ..., 2010<sub>2</sub>). Причиной этому послужил тот факт, что при ГДП-200 новой серии была обоснована генетическая связь молибденового оруденения Жирекенского рудного узла именно с этим комплексом. В то же время более поздними исследованиями было показано, что

возраст гранитоидов, вмещающих Жирекенскую интрузию, палеозойский (355–358 млн лет; Ковач и др., 2018; авторские неопубликованные данные), тогда как возраст гранитоидов самой интрузии составляет 159–163 млн лет (Берзина и др., 2015), т.е. соответствует поздней юре. Обзор имеющихся данных по изотопно-геохронологическому датированию показывает, что U-Pb цирконовые возрасты для гранитоидов амананского комплекса в регионе варьируют от 215–260 до 120–160 млн лет (<http://geochron.vsegei.ru>). Такой разброс значений указывает на то, что в состав комплекса включены разновозрастные интрузии.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЖИРЕКЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Жирекенское Мо месторождение приурочено к апикальной части одноименной крупной многофазной интрузии, обнажающейся на площади ок. 80 км<sup>2</sup> (фиг. 2а) (Геологическая ..., 1964). Интрузия ограничена с севера и юга крутопадающими сбросами и сложена разномасштабными порфировидными биотит-амфиболовыми гранитами (основная фаза Жирекенской интрузии). В западной части они переходят в гранодиорит- и гранит-порфиры краевой фации. Биотит-амфиболовые граниты прорываются дайками гранит-порфиров (кварцевых порфиров по (Геологическая ..., 1964)) мощностью до 20–30 м, формирующими конусовидную структуру диаметром около 1 км. Также на месторождении установлены диорит- и монцонит-порфиры, развитые в виде даек, секущих биотит-амфиболовые граниты основной фазы, и лейкограниты, геологическое положение которых остается неопределенным. Установлены факты взаимного пересечения даек диорит-порфиров и гранит-порфиров, свидетельствующие о многократном внедрении контрастных по составу магм (Покалов, 1978; Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015).

Некоторая путаница существует относительно названия многофазной интрузии, к которой приурочено Жирекенское месторождение. В опубликованных исследованиях отмечается, что Жирекенское месторождение располагается в пределах Бушулейского массива (плутона) (Berzina et al., 2005; Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015). Однако на региональных геологических картах месторождение приурочено к Жирекенскому массиву (Геологическая ..., 1964). Бушулейский массив расположен ~7 км на юг от Жирекенского, около пос. Бушулей, и сложен габбро-диоритами палеозойского возраста (Геологическая ..., 1964;

Геологическая ..., 2010<sub>1</sub>). В данной статье, вслед за первоисточниками, мы будем придерживаться названия “Жирекенская интрузия” для многофазного массива, в пределах которого располагается Жирекенское месторождение.

В настоящее время имеются две схемы геологического строения Жирекенского месторождения (фиг. 2б–в). Согласно (Покалов, 1978), биотит-амфиболовые граниты основной фазы имеют средне-позднеюрский возраст и прорываются дайками гранит-порфиров и диорит-порфиров (фиг. 2б). Мелкозернистые лейкократовые граниты на поверхности не обнажаются и вскрыты скважинами среди биотит-амфиболовых гранитов. Согласно (Берзина и др., 2015), гранитоиды основной фазы относятся к средне-позднеюрскому амананскому комплексу и сложены биотитовыми кварцевыми монцонитами и гранитами, содержащими ксенолиты диоритов и габбро. Гранитоиды прорываются “рудоносным комплексом”, включающим штокообразное тело мелкозернистых биотит-содержащих лейкогранитов и секущие дайки порфиров, варьирующие по составу от монцонит- до гранит-порфиров (фиг. 2в). В более ранних исследованиях (Berzina et al., 2005; Сотников и др., 2006), при такой же схеме геологического строения месторождения, в рудоносный комплекс были включены только дайки гранит-порфиров, а шток лейкогранитов рассматривался совместно с вмещающими биотитовыми гранитами в составе основной фазы амананского комплекса.

Жирекенское Мо-месторождение представляет собой кварцевый штокверк, сопряженный с зонами вкрапленной минерализации, в метасоматически измененных биотит-амфиболовых гранитах основной фазы. Дайки гранит-порфиров минерализованы слабо и неравномерно. Среди типов руд преобладают вкрапленные и прожилково-вкрапленные, в меньшей мере развиты брекчиевые руды. Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом и пиритом, слагающими ок. 90–95%. Среди второстепенных и редких минералов отмечаются галенит, сфалерит, шеелит, пирротин, арсенопирит, магнетит, гематит, марказит, гаусманит, блеклые руды, борнит, халькозин, энаргит и самородная медь (Геологическая ..., 1964; Покалов, 1978; Berzina et al., 2005; Геологическая ..., 2010<sub>2</sub>). Минералообразование проходило в четыре стадии: микроклин-кварцевую (калишпатизация), молибденит-халькопирит-кварцевую (серицитизация, окварцевание), сфалерит-галенит-халькопирит-кварцевую (аргиллизация, окварцевание), кварц-карбонатную (окварцевание, карбонатизация) (Геологическая ..., 2010<sub>2</sub>). На флангах развиты хлоритовые и хлорит-кальцитовые

метасоматические изменения. Основной объем промышленных руд сосредоточен в калишпатизированных гранитах в центральной части месторождения. Дайки гранит-порфиров в одних случаях калишпатизированы и рассечены молибденит-кварцевыми прожилками, в других случаях отмечаются пересечения молибденит-кварцевых прожилков дайками гранит-порфиров. Взаимоотношения рудной минерализации с дайками диорит-порфиров аналогичны (Покалов, 1978).

U–Pb возраст (цирконы) гранитоидов основной фазы Жирекенской интрузии составляет  $162.6 \pm 1.4$  млн лет (амананский комплекс; Берзина и др., 2015). Он был оценен по сборной пробе, включающей цирконы из кварцевого монцонита, взятого за пределами месторождения, и цирконы из кварцевого монцонита и гранита, взятых в пределах месторождения. U–Pb возраст (цирконы) гранитов “рудноносного комплекса” составляет  $159.0 \pm 1.6$  млн лет (Берзина и др., 2015). Он также был оценен по сборной пробе, состоящей из цирконов из двух образцов гранита, отобранных за пределами и в пределах месторождения. U–Pb возраст (цирконы) монцонит-порфира “рудноносного комплекса”, отобранного в пределах месторождения, был оценен в  $157.5 \pm 2.0$  млн лет (Берзина и др., 2015). Следует отметить, что в более позднем исследовании (Berzina et al., 2016), со ссылкой на статью (Берзина и др., 2015), авторы приводят уже другие значения U–Pb возраста: 161–164 млн лет для гранитоидов основной фазы Жирекенской интрузии и  $161 \pm 1.6$  млн лет и  $157.5 \pm 2.0$  млн лет для “рудноносного порфирического комплекса”. Результаты Re–Os датирования трех образцов молибденита из Жирекенского месторождения показали возраст  $162 \pm 1$  млн лет,  $163 \pm 1$  млн лет и  $163 \pm 1$  млн лет (Berzina et al., 2003).

## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы магматических пород для проведения U–Pb изотопных и геохимических исследований были отобраны из отвалов Жирекенского месторождения. Полевые геологические наблюдения были проведены на отвалах месторождения и в природных обнажениях в пределах Жирекенской интрузии и ее окрестностей. Для лабораторных исследований были отобраны 17 образцов, включающих биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты (образцы Zh-1 — Zh-6), биотитовые лейкограниты (образцы Zh-7 — Zh-10), гранит- и лейкогранит-порфиры (образцы Zh-11 — Zh-14), кварцевые диорит-порфиры (образцы Zh-15 и Zh-16) и кварцевый монцонит-порфир (образец Zh-17).

Аналитические исследования были выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) (г. Новосибирск). Содержания породообразующих окислов определялись методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа с помощью рентгеновского спектрометра ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation (аналитик Н.Г. Карманова) Валовые содержания редких и рассеянных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Germany) (аналитики И.В. Николаева и С.В. Палесский) по методикам (Николаева и др., 2008; Николаева и др., 2012). Цирконы для U–Pb датирования и геохимических исследований были отобраны из 8 проб магматических пород. Изучение морфологии и внутреннего строения цирконов проводилось под бинокляром и на сканирующих электронных микроскопах JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP с катодолюминесцентной приставкой Detector Centaurus. Изотопное U–Pb датирование и анализ геохимического состава цирконов были выполнены методом LA-ICP-MS с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) (аналитик А.В. Карпов) по методике, детально описанной в (Nevolko et al., 2021). Диаметр лазерного пучка составил 35 мкм. Точки анализов располагались в краевых частях зерен цирконов. Ошибки изотопных отношений и возрастов даны для уровня 1σ. Для построения U–Pb диаграмм с конкордией использовался макрос Isoplot R.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Геологические взаимоотношения между магматическими породами и минерализацией*

Полевые геологические наблюдения, сопряженные с последующими лабораторными исследованиями, позволили уточнить некоторые геологические взаимоотношения между разными типами магматических пород Жирекенского месторождения, а также соотношения между породами и рудной минерализацией (фиг. 3, 4, 5). Наиболее распространенными породами являются порфиридные биотит-амфиболовые граниты (Bt–Amp-граниты), слагающие основную фазу Жирекенской интрузии. Они представлены массивными крупно-средне-зернистыми породами буровато-серого до розовато-зеленоватого цвета. Породы характеризуются выраженной порфиридной структурой, обусловленной крупными (0.5–5.0 см длиной) кристаллами калиевого полевого шпата (5–25 об. %) (фиг. 3а, б). Среди

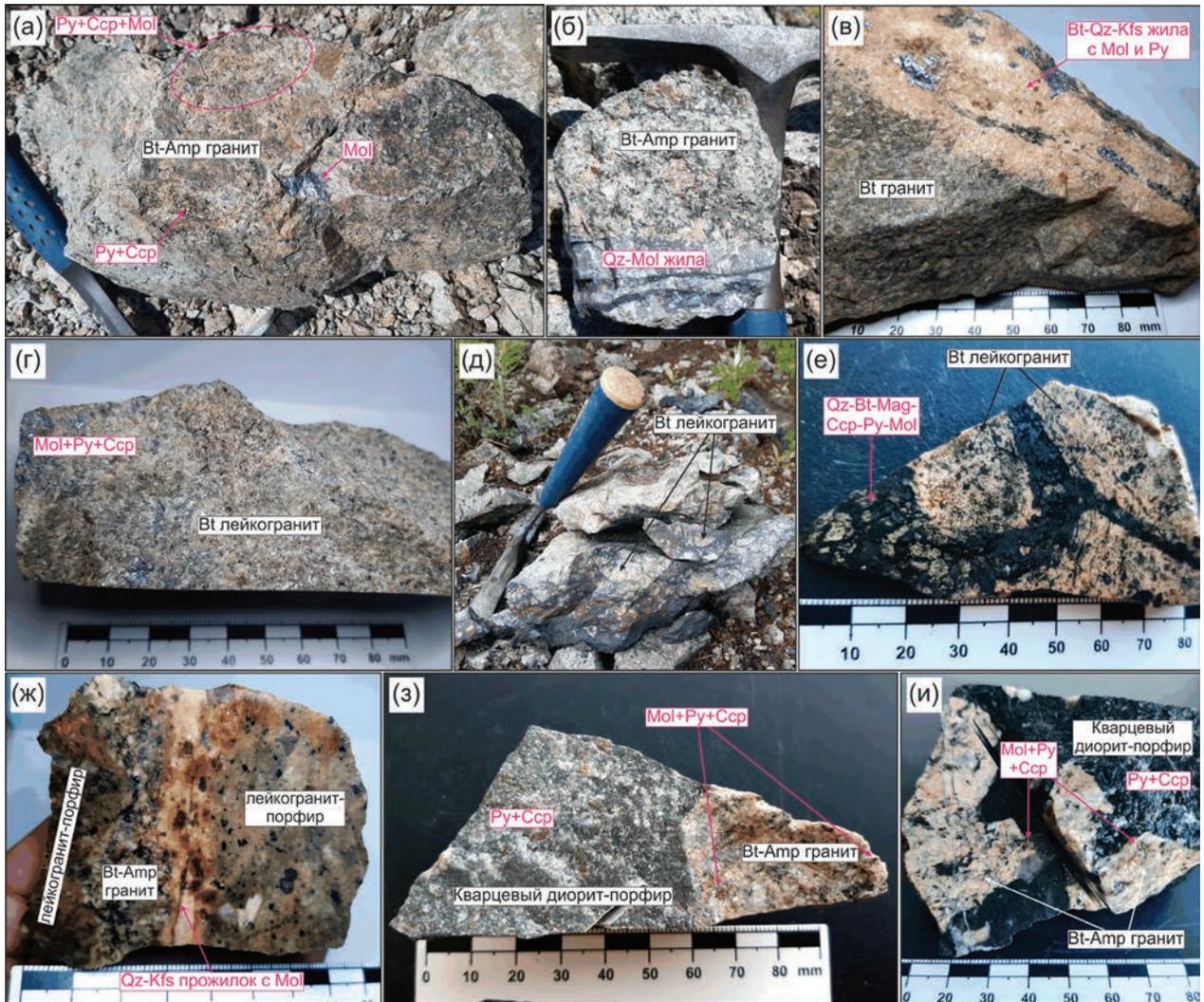


**Фиг. 3.** Разновидности магматических пород Жирекенского месторождения. а, б — порфировидные Vt-Amp граниты, слагающие основную фазу Жирекенской интрузии; в — порфировидный Vt лейкогранит; г — резкий контакт между порфировидным Vt-Amp гранитом основной фазы Жирекенской интрузии и порфировидным Vt лейкогранитом; д — плавная извилистая граница между порфировидным Vt лейкогранитом и порфировидным Vt гранитом; е, ж — Vt-Amp гранит- и лейкогранит-порфиры; з — кварцевый диорит-порфир; и — обломки лейкогранит-порфира в кварцевом диорит-порфире; к — Vt-Amp кварцевый монцонит-порфир.

петрографических вариаций гранитоидов также отмечаются порфировидные среднезернистые Vt-Amp-гранодиориты и порфировидные мелкозернистые Vt-Amp-граниты. В изученных отвалах месторождения порфировидные Vt-Amp-граниты основной фазы Жирекенской интрузии в разной степени минерализованы. Породы содержат вкрапленность, гнезда и прожилки сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит), секутся биотит-калишпатовыми, кварцевыми и кварц-молибденитовыми жилами и прожилками (фиг. 4а, б).

Все остальные типы пород развиты очень ограниченно. Порфировидные биотит-содержащие лейкограниты (Vt-лейкограниты) представляют собой массивные мелко-среднезернистые

буровато-серые породы с порфировыми вкрапленниками полевых шпатов и кварца размером 0.3–1.0 см (5–20 об. %) (фиг. 3в). Количество биотита в породе, как правило, не превышает 3 об. %. Наблюдаемые контакты между лейкогранитами и Vt-Amp-гранитами основной фазы Жирекенской интрузии довольно резкие, прямые (фиг. 3г). Среди петрографических вариаций лейкогранитов отмечаются порфировидные Vt-граниты, характеризующиеся повышенным содержанием биотита (до 5–7 об. %) и плавными извилистыми границами с Vt лейкогранитами (фиг. 3д). Порфировидные Vt-граниты и Vt-лейкограниты в разной степени минерализованы и формируют обломки в минерализованных брекчиях (фиг. 4в–е). В пределах Жирекенской интрузии, в окрестностях

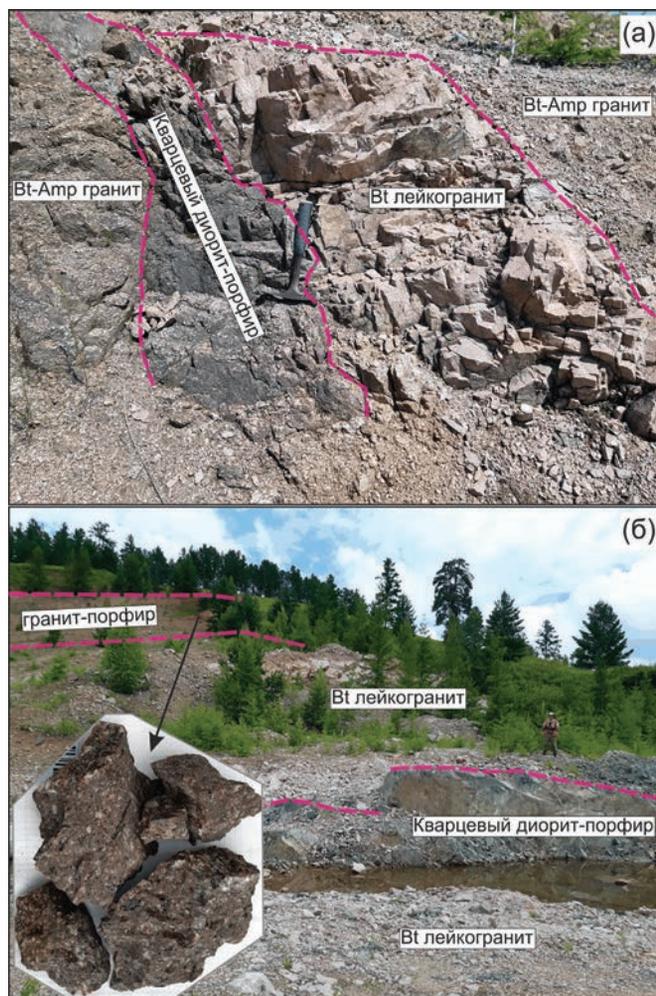


**Фиг. 4.** Соотношения между разными типами магматических пород и сульфидной минерализацией на Жирекенском месторождении. а, б — порфировидные Bt-Amp граниты основной фазы Жирекенской интрузии содержат гнезда и вкрапленность пирита (Py), халькопирита (Ccp) и молибденита (Mol) (а) и рассекаются кварц–молибденитовыми (Qz-Mol) жилами (б); в — порфировидный Bt гранит, рассеченный биотит-кварц-калишпатовой (Bt-Qz-Kfs) жиллой с молибденитом и пиритом; г — порфировидный Bt лейкогранит с молибденит-пирит-халькопиритовой вкрапленностью; д — брекчия, сложенная обломками порфировидного Bt лейкогранита и тонкозернистым молибденит-биотит-кварцевым цементом; е — брекчия, сложенная обломками порфировидного Bt лейкогранита, сцементированными кварц-биотит-магнетит-сульфидным (халькопирит, пирит, молибденит) (Qz-Bt-Mag-Ccp-Py-Mol) агрегатом; ж — брекчия, сложенная обломками лейкогранит-порфира и порфировидного Bt-Amp гранита и рассеянная кварц-калишпатовым (Qz-Kfs) прожилком с молибденитом; з, и — обломок порфировидного Bt-Amp гранита в кварцевом диорит-порфире. Bt-Amp гранит содержит вкрапленность молибденита, пирита и халькопирита (Mol+Py+Ccp), кварцевый диорит-порфир — вкрапленность пирита и халькопирита (Py+Ccp).

месторождения Жирекен, Bt-лейкограниты отмечаются в виде блока в Bt-Amp-гранитах основной фазы (фиг. 5а).

Гранит-порфиры представлены массивными неравномернотернистыми породами, сложенными вкрапленниками полевых шпатов, кварца, биотита и амфибола размером от 0.5 мм до 2.5 см (15–40 об. %), погруженными в афанитовую основную массу (фиг. 3е). Породы варьируют

от буровато-серых Bt-Amp-гранит-порфиров до бежево-серых Amp-содержащих Bt- и Bt-лейкогранит-порфиров (фиг. 3ж). В пределах отвалов Жирекенского месторождения гранит-порфиры отмечаются очень редко, в виде небольших самостоятельных обломков. Они часто содержат рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита и рассекаются тонкими кварц-карбонатными и кварц-серицитовыми прожилками



**Фиг. 5.** Выходы магматических пород к западу от месторождения Жирекен, в пределах Жирекенской интрузии (а) и за пределами Жирекенской интрузии, в окрестностях устья ручья Лукжен (б). а — порфировидные Vt-Amp граниты основной фазы Жирекенской интрузии рассекаются дайкой кварцевых диорит-порфиров и вмещают блок порфировидных Vt лейкогранитов; б — порфировидные Vt лейкограниты палеозойского возраста рассекаются дайками гранит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров.

с молибденитом. Геологические взаимоотношения гранит-порфиров с другими типами пород остаются неясными. Только в одном случае была обнаружена минерализованная брекчия, сложенная обломками лейкогранит-порфиров и порфировидных Vt-Amp-гранитов основной фазы Жирекенской интрузии (фиг. 4ж). За пределами Жирекенской интрузии, в окрестностях устья ручья Лукжен, Vt-Amp-гранит-порфиры формируют дайку видимой мощностью ок. 2 м, рассекающую палеозойские лейкограниты (фиг. 5б).

Кварцевые диорит-порфиры представляют собой массивные темно-серые до черно-серых породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола размером 0.5–7.0 мм (10–20 об. %) и мелко-тонкозернистой основной массы (фиг. 3з). В породах отмечаются

обломки (ксенолиты) порфировидных Vt-Amp-гранитов и Vt-лейкогранит-порфиров (фиг. 3и, 4з–и). На контакте с ксенолитами в диорит-порфирах часто присутствуют ксенокристы полевых шпатов (фиг. 3и). Ксенолиты гранитоидов содержат прожилково-вкрапленную молибденит-пирит-халькопиритовую минерализацию, тогда как в кварцевых диорит-порфирах отмечается рассеянная пирит-халькопиритовая вкрапленность. Дайки кварцевых диорит-порфиров рассекают Vt-Amp-граниты в пределах Жирекенской интрузии (фиг. 5а) и палеозойские лейкограниты за пределами интрузии (фиг. 5б).

Кварцевые монзонит-порфиры представлены массивными серыми породами, сложенными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола размером от 0.5 до 8.0 мм (10–15 об. %)

и мелкозернистой основной массой (фиг. 3к). В отвалах Жирекенского месторождения, они отмечаются в виде небольших самостоятельных обломков. Породы содержат тонкую вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита, количество сульфидов варьирует от единичных зерен до 0.5 об. %.

#### *Краткая петрографическая характеристика магматических пород*

Порфирировидные Vt–Amp–граниты основной фазы Жирекенской интрузии (образцы Zh-1 — Zh-5) сложены вкрапленниками полевых шпатов (плагиоклаз < калиевый полевой шпат), погруженными в мелко-среднезернистую (1.0–3.0 мм) амфибол-биотит-кварц-полевошпатовую основную массу. Вкрапленники калиевого полевого шпата часто находятся в сростании с более мелкими зернами кварца и плагиоклаза и содержат включения плагиоклаза, амфибола, биотита и кварца. Минеральный состав пород: амфибол (5–10 об. %), биотит (2–7%), плагиоклаз (20–30%), калиевый полевой шпат (30–43%) и кварц (25–30%) (фиг. 6а). Среди акцессорных минералов отмечаются магнетит, титанит, циркон и апатит. В порфирировидных Vt–Amp–гранодиоритах (образец Zh-6) количество плагиоклаза увеличивается до 40%, а количество калиевого полевого шпата и кварца снижается до 25 и 20% соответственно. Порфирировидные мелкозернистые Vt–Amp–граниты (образец Zh-3) сложены вкрапленниками полевых шпатов (плагиоклаз > калиевый полевой шпат), кварца и единичных кристаллов биотита и амфибола, погруженными в мелко-среднезернистую (0.1–2.0 мм) амфибол-биотит-полевошпат-кварцевую основную массу. Минеральный состав пород: амфибол (5%), биотит (7%), плагиоклаз (35%), калиевый полевой шпат (23%) и кварц (30%).

Порфирировидные Vt-лейкограниты (образцы Zh-7, Zh-8, Zr-9) состоят из вкрапленников полевых шпатов (плагиоклаз > калиевый полевой шпат) и кварца и мелкозернистой (0.1–1.0 мм) биотит-полевошпат-кварцевой основной массы. Вкрапленники кварца часто находятся в сростании с калиевым полевым шпатом. Минеральный состав пород: биотит (ок. 3%), плагиоклаз (17–22%), калиевый полевой шпат (35–40%) и кварц (ок. 40%) (фиг. 6б). Акцессорные минералы: титанит, циркон, апатит и магнетит-ильменитовые сростания. Порфирировидные Vt-граниты (образец Zr-10) характеризуются более высоким содержанием биотита (до 7%), меньшим количеством кварца (ок. 33–35%) и преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

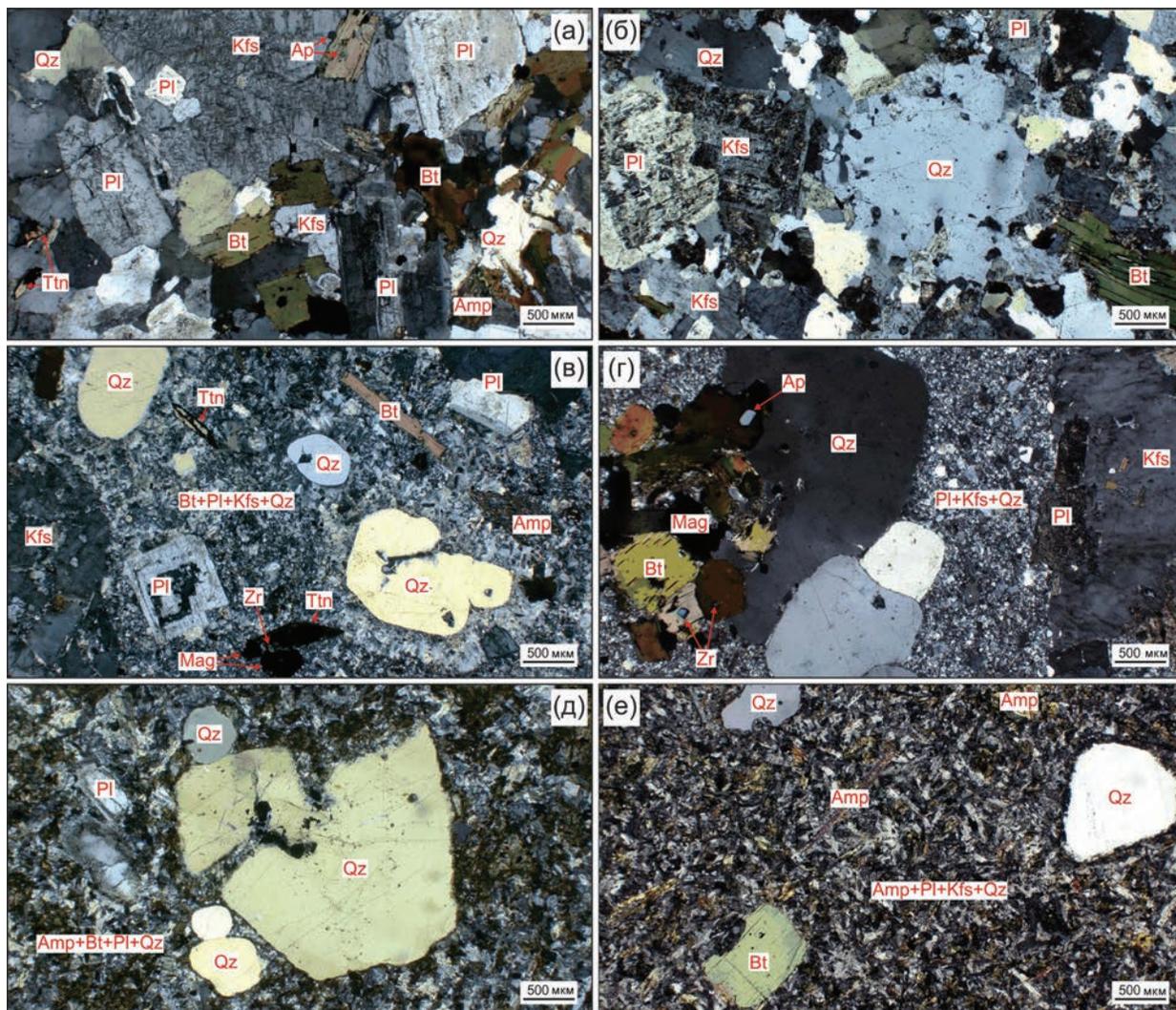
Vt–Amp–гранит-порфиры (образцы Zh-11 и Zh-12) и Vt-лейкогранит-порфиры (образцы Zh-13 и Zh-14) характеризуются выраженной сериально-порфирировой структурой, с несколькими генерациями вкрапленников, погруженными в мелко-тонкозернистую основную массу. В гранит-порфирах вкрапленники представлены полевыми шпатами, кварцем, биотитом и амфиболом, основная масса имеет биотит-полевошпат-кварцевый состав (фиг. 6в). Вкрапленники калиевого полевого шпата развиты в виде мономинеральных или калишпат–плагиоклазовых гломер-порфирировых сростков, содержат включения плагиоклаза и биотита. Породы сложены амфиболом (ед. зерна до 3%), биотитом (4–10%), плагиоклазом (25–30%), калиевым полевым шпатом (30–33%) и кварцем (30–35%). Лейкогранит-порфиры состоят из вкрапленников полевых шпатов, кварца и биотита, погруженных в полевошпат-кварцевую основную массу (фиг. 6г). Минеральный состав пород: биотит (ок. 7%), плагиоклаз (23–25%), калиевый полевой шпат (27–30%) и кварц (ок. 40%), редко среди вкрапленников отмечаются единичные зерна амфибола. В обоих петрографических разностях акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, магнетитом и цирконом.

Кварцевые диорит-порфиры (образцы Zh-15 и Zh-16) состоят из вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола и мелкозернистой (0.1–0.6 мм) основной массы (фиг. 6д). Основная масса содержит разноориентированные лейсты плагиоклаза, биотита и амфибола, с небольшим количеством кварца в интерстициях. Минеральный состав пород: амфибол (5–10%), биотит (15–20%), плагиоклаз (65–68%) и кварц (7–10%). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и магнетитом.

Кварцевый монцонит-порфир (образец Zh-17) состоит из вкрапленников плагиоклаза (с пертитовыми каймами), кварца, биотита и амфибола, погруженных в мелко-среднезернистую (0.1–1.5 мм) основную массу (фиг. 6е). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и игольчатыми и длиннопризматическими зернами амфибола, в интерстициях между которыми находятся калиевый полевой шпат и кварц. Минеральный состав пород: амфибол (20%), биотит (8%), плагиоклаз (50%), калиевый полевой шпат (15%) и кварц (7%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом с ламеллями ильменита.

#### *Результаты U–Pb датирования*

Результаты U–Pb изотопного датирования цирконов представлены в табл. 1 и иллюстрированы



**Фиг. 6.** Микрофотографии, показывающие петрографические характеристики основных типов магматических пород Жирекенского месторождения (николи скрещены, проходящий свет). а — порфировидный Bt-Amp гранит основной фазы Жирекенской интрузии (образец Zh-1); б — порфировидные Bt лейкогранит (образец Zh-9); в — Bt-Amp гранит-порфир (образец Zh-11); г — Bt лейкогранит-порфир (образец Zh-13); д — Bt-Amp кварцевый диорит-порфир (образец Zh-16); е — Bt-Amp кварцевый монзонит-порфир (образец Zh-17). Amp — амфибол; Bt — биотит; Pl — плагиоклаз; Kfs — калиевый полевой шпат; Qz — кварц; Mag — магнетит; Ap — апатит; Zr — циркон; Ttn — титанит.

на фиг. 7, 8 и 9. Выделенные цирконы обладают коротко- или длиннопризматическим габитусом, размер кристаллов варьирует от 90 до 300 мкм. Большая часть зерен характеризуется отчетливо выраженной осциляторной зональностью, часто со слабо зональными центральными частями (фиг. 7–9). Во всех гранитоидах отмечаются зерна цирконов с выраженными слабо зональными/незональными более темными или более яркими ядрами (фиг. 7б, 8а, 9а). Величина Th/U отношения варьирует в диапазоне 0.55–1.16 для всех изученных зерен, в единственном случае достигая значения 1.8 (табл. 1). Значения Th/U отношений, совместно с особенностями внутреннего строения,

сопоставимы с характеристиками цирконов магматического генезиса (Belousova et al., 2002; Ni et al., 2020).

Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст порфировидного Bt-Amp-гранита (образец Zh-2), рассчитанный по 13 точкам, составил  $161.9 \pm 1.2$  млн лет (фиг. 7а). Из 15 проанализированных точек одно значение было исключено из-за высокой дискордантности, еще одно показало более древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст ( $166.1 \pm 2.4$  млн лет) (табл. 1). Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст порфировидного Bt-Amp-гранита (образец Zh-5), рассчитанный по 14 точкам, составил  $160.9 \pm 1.2$  млн лет (фиг. 7б). Из 15 проанализированных точек одно значение

**Таблица 1.** Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения

№ точки	U (г/г)	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		СМ
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	
			Порфириновый <i>Bt-Amp</i> гранит (образец Zh-2) // 161.9 ± 1.2 млн лет (n = 13; СКВО = 0.00)									
Z-2.1	199	1.1	0.0498	0.0014	0.17499	0.0041	0.02552	0.0004	0.625	162.4	2.3	
Z-2.2	606	0.7	0.0509	0.0011	0.17864	0.0031	0.02550	0.0004	0.791	162.3	2.2	
Z-2.3	506	0.8	0.0480	0.0011	0.17178	0.0031	0.02601	0.0004	0.760	165.5	2.3	
Z-2.4	367	0.7	0.0502	0.0012	0.17838	0.0034	0.02584	0.0004	0.722	164.4	2.3	
Z-2.5	284	1.0	0.0497	0.0013	0.17681	0.0037	0.02584	0.0004	0.668	164.4	2.3	
Z-2.6	301	0.9	0.0500	0.0014	0.17957	0.0041	0.02611	0.0004	0.615	166.1	2.4	P-II
Z-2.7	263	0.7	0.0490	0.0013	0.17124	0.0037	0.02537	0.0004	0.657	161.5	2.3	
Z-2.8	140	0.8	0.0489	0.0015	0.16969	0.0047	0.02521	0.0004	0.536	160.5	2.3	
Z-2.9	135	0.8	0.0486	0.0015	0.17033	0.0046	0.02545	0.0004	0.534	162.0	2.4	
Z-2.10	617	0.9	0.0517	0.0012	0.18198	0.0032	0.02559	0.0004	0.780	162.9	2.2	DA
Z-2.11	211	0.7	0.0479	0.0013	0.16858	0.0039	0.02556	0.0004	0.621	162.7	2.3	
Z-2.12	223	0.7	0.0477	0.0013	0.16586	0.0038	0.02527	0.0004	0.619	160.9	2.3	
Z-2.13	132	0.8	0.0488	0.0015	0.16911	0.0047	0.02515	0.0004	0.529	160.1	2.3	
Z-2.14	192	0.8	0.0513	0.0014	0.17885	0.0043	0.02530	0.0004	0.599	161.1	2.3	
Z-2.15	296	0.7	0.0495	0.0013	0.16941	0.0036	0.02484	0.0004	0.667	158.2	2.2	
Порфириновый <i>Bt-Amp</i> гранит (образец Zh-5) // 160.9 ± 1.2 млн лет (n = 14; СКВО = 4.70)												
Z-5.1	110	0.78	0.0509	0.0017	0.17455	0.0050	0.02492	0.0004	0.503	158.7	2.3	
Z-5.2	222	0.64	0.0495	0.0013	0.17102	0.0037	0.0251	0.0004	0.646	159.8	2.2	
Z-5.3	218	0.68	0.0509	0.0013	0.17673	0.0038	0.02523	0.0004	0.641	160.6	2.2	
Z-5.4	188	0.69	0.049	0.0013	0.16769	0.0039	0.02501	0.0004	0.609	159.2	2.2	
Z-5.5	171	0.71	0.0502	0.0014	0.17364	0.0041	0.02513	0.0004	0.596	160.0	2.2	
Z-5.6	157	0.75	0.0509	0.0014	0.17821	0.0043	0.02543	0.0004	0.594	161.9	2.3	
Z-5.7	229	0.63	0.0492	0.0013	0.17119	0.0037	0.02529	0.0004	0.647	161.0	2.2	
Z-5.8	214	0.71	0.0502	0.0013	0.17421	0.0038	0.02523	0.0004	0.644	160.6	2.2	
Z-5.9	227	0.66	0.0494	0.0013	0.17093	0.0037	0.02515	0.0004	0.652	160.1	2.2	
Z-5.10	111	0.72	0.0503	0.0016	0.17427	0.0047	0.02516	0.0004	0.543	160.2	2.3	
Z-5.11	171	0.72	0.0496	0.0014	0.1718	0.0040	0.02514	0.0004	0.594	160.1	2.2	
Z-5.12	363	0.73	0.0676	0.0015	0.24721	0.0043	0.02657	0.0004	0.784	169.0	2.3	<sup>204</sup> Pb
Z-5.13	458	0.80	0.0502	0.0011	0.17686	0.0031	0.02561	0.0004	0.780	163.0	2.2	
Z-5.14	717	0.98	0.0493	0.0011	0.17352	0.0028	0.02556	0.0003	0.816	162.7	2.2	
Z-5.15	190	0.68	0.0499	0.0013	0.17626	0.0039	0.02564	0.0004	0.633	163.2	2.3	
Порфириновый <i>Bt-Amp</i> гранодиорит (образец Zh-6) // 162.8 ± 1.5 млн лет (n = 9; СКВО = 1.20)												
Z-6.1	425	0.69	0.0504	0.0011	0.17951	0.0032	0.02585	0.0004	0.760	164.5	2.2	
Z-6.2	541	0.83	0.0498	0.0011	0.17605	0.0030	0.02568	0.0004	0.797	163.5	2.2	
Z-6.3	497	0.86	0.0501	0.0011	0.178	0.0031	0.02579	0.0004	0.784	164.2	2.2	
Z-6.4	518	0.94	0.0513	0.0011	0.17932	0.0031	0.02541	0.0004	0.799	161.8	2.2	DA
Z-6.5	233	0.59	0.0496	0.0012	0.1741	0.0036	0.0255	0.0004	0.664	162.3	2.2	
Z-6.6	106	0.75	0.0501	0.0016	0.17248	0.0048	0.02502	0.0004	0.537	159.3	2.3	

Таблица 1. Продолжение

№ точки	U (г/г)	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		СМ
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	
			Z-6.7	132	0.69	0.0483	0.0014	0.16962		0.0043	0.02551	
Z-6.8	147	0.71	0.0491	0.0014	0.16881	0.0041	0.02498	0.0004	0.590	159	2.3	
Z-6.9	607	0.56	0.0495	0.0011	0.1756	0.0030	0.02576	0.0004	0.809	164	2.2	
Z-6.10	678	0.75	0.0501	0.0011	0.18089	0.0030	0.02621	0.0004	0.831	166.8	2.2	P-II
Z-6.11	602	0.65	0.1335	0.0027	0.5403	0.0081	0.0294	0.0004	0.906	186.8	2.5	<sup>204</sup> Pb
Z-6.12	288	0.70	0.0484	0.0012	0.17313	0.0034	0.02596	0.0004	0.708	165.2	2.3	
Z-6.13	432	0.66	0.0491	0.0012	0.17797	0.0034	0.02635	0.0004	0.724	167.6	2.3	P-II
Z-6.14	182	0.75	0.0517	0.0014	0.18163	0.0040	0.0255	0.0004	0.646	162.3	2.3	DA
Z-6.15	421	0.79	0.0473	0.0011	0.16813	0.003	0.02584	0.0004	0.771	164.5	2.2	DA
Порфиroidный <i>Vt</i> лейкогранит (образец Zh-8) // 165.9 ± 1.2 млн лет (n = 8; СКВО = 1.4)												
Z-8.1	194	0.64	0.0505	0.0014	0.18175	0.0042	0.02614	0.0004	0.617	166.3	2.4	
Z-8.2	867	0.55	0.0507	0.0011	0.19800	0.0032	0.02837	0.0004	0.859	180.4	2.4	P-I
Z-8.3	184	0.69	0.0492	0.0014	0.17775	0.0042	0.02626	0.0004	0.617	167.1	2.4	
Z-8.4	440	0.84	0.0511	0.0012	0.18181	0.0033	0.02585	0.0004	0.767	164.5	2.3	
Z-8.5	591	0.72	0.0499	0.0011	0.18141	0.0031	0.02640	0.0004	0.803	167.9	2.3	
Z-8.6	437	0.73	0.0498	0.0012	0.17827	0.0033	0.02601	0.0004	0.752	165.6	2.3	
Z-8.7	269	0.69	0.0479	0.0012	0.17429	0.0036	0.02642	0.0004	0.672	168.1	2.3	
Z-8.8	534	0.65	0.0576	0.0013	0.19956	0.0034	0.02517	0.0004	0.807	160.2	2.2	DA
Z-8.9	196	0.74	0.0502	0.0014	0.17872	0.0041	0.02588	0.0004	0.619	164.7	2.3	
Z-8.10	797	0.71	0.0495	0.0011	0.20016	0.0032	0.02936	0.0004	0.842	186.5	2.5	P-I-I
Z-8.11	467	0.74	0.0489	0.0011	0.17246	0.0032	0.02561	0.0004	0.739	163.0	2.2	
Z-8.12	861	0.65	0.0500	0.0011	0.19716	0.0032	0.02864	0.0004	0.836	182.0	2.5	P-I
Порфиroidный <i>Vt</i> лейкогранит (образец Zh-9) // 164.1 ± 1.3 млн лет (n = 10; СКВО = 0.91)												
Z-9.1	906	0.85	0.0492	0.0011	0.17535	0.0028	0.02592	0.0003	0.797	164.9	2.1	
Z-9.2	450	1.80	0.0495	0.0012	0.17277	0.0032	0.02536	0.0003	0.707	161.4	2.1	
Z-9.3	357	0.83	0.0494	0.0012	0.17551	0.0035	0.02581	0.0003	0.657	164.3	2.2	
Z-9.4	564	0.84	0.0488	0.0011	0.17389	0.0031	0.0259	0.0003	0.748	164.9	2.1	
Z-9.5	418	0.69	0.0501	0.0012	0.17936	0.0034	0.02603	0.0003	0.695	165.6	2.2	
Z-9.6	229	0.78	0.0494	0.0014	0.1749	0.0042	0.02573	0.0004	0.562	163.8	2.2	
Z-9.7	536	0.78	0.0506	0.0012	0.17875	0.0032	0.02566	0.0003	0.752	163.3	2.1	
Z-9.8	438	0.84	0.0513	0.0012	0.1786	0.0034	0.02528	0.0003	0.694	160.9	2.1	DA
Z-9.9	661	0.93	0.0521	0.0012	0.18476	0.0031	0.02578	0.0003	0.796	164.1	2.1	DA
Z-9.10	708	0.78	0.0498	0.0011	0.17747	0.0029	0.0259	0.0003	0.795	164.8	2.1	
Z-9.11	1147	0.78	0.0507	0.0011	0.17988	0.0027	0.02578	0.0003	0.840	164.1	2.1	DA
Z-9.12	579	0.81	0.0506	0.0011	0.18012	0.0031	0.02587	0.0003	0.769	164.6	2.1	
Z-9.13	345	1.11	0.0485	0.0012	0.17056	0.0034	0.02557	0.0003	0.671	162.8	2.1	
Z-9.14	221	0.79	0.0526	0.0014	0.1821	0.0041	0.02513	0.0003	0.598	160.0	2.2	DA
Z-9.15	464	1.06	0.0508	0.0012	0.18522	0.0033	0.02647	0.0004	0.742	168.4	2.2	P-II
<i>Vt</i> - <i>Amf</i> гранит-порфир (образец Zh-11) // 162.7 ± 1.5 млн лет (n = 8; СКВО = 0.23)												
Z-11.1	360	0.74	0.0489	0.0012	0.17899	0.0035	0.02659	0.0004	0.708	169.2	2.3	P-II

Таблица 1. Продолжение

№ точки	U (г/т)	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		СМ
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	
			Z-11.2	1543	0.81	0.0494	0.0010	0.17239		0.0026	0.02537	
Z-11.3	1214	0.70	0.0488	0.0010	0.17534	0.0027	0.02612	0.0004	0.888	166.2	2.2	P-III
Z-11.4	315	0.84	0.0508	0.0012	0.18539	0.0035	0.02653	0.0004	0.730	168.8	2.3	P-II
Z-11.5	873	0.73	0.0508	0.0011	0.18218	0.0029	0.02605	0.0004	0.856	165.8	2.2	P-III
Z-11.6	1072	0.94	0.0488	0.0010	0.17212	0.0027	0.02561	0.0004	0.868	163.0	2.2	
Z-11.7	1796	0.64	0.0497	0.0010	0.17494	0.0026	0.02556	0.0004	0.914	162.7	2.2	
Z-11.8	201	0.75	0.0484	0.0013	0.17290	0.0040	0.02593	0.0004	0.617	165.0	2.3	P-III
Z-11.9	1334	0.68	0.0499	0.0010	0.17411	0.0027	0.02537	0.0003	0.874	161.5	2.2	
Z-11.10	937	0.60	0.0502	0.0011	0.17729	0.0028	0.02563	0.0004	0.852	163.2	2.2	
Z-11.11	1301	0.78	0.0494	0.0010	0.17455	0.0027	0.02567	0.0004	0.881	163.4	2.2	
Z-11.12	777	0.79	0.0487	0.0010	0.17329	0.0029	0.02587	0.0004	0.820	164.7	2.2	
Z-11.13	1747	0.61	0.0519	0.0011	0.18219	0.0027	0.02548	0.0004	0.913	162.2	2.2	DA
Z-11.14	1440	0.77	0.0502	0.0011	0.17933	0.0030	0.02594	0.0004	0.817	165.1	2.2	P-III
Z-11.15	1886	0.66	0.0493	0.0010	0.17230	0.0026	0.02538	0.0003	0.891	161.6	2.2	
<i>Вт-Амп</i> гранит-порфир (образец Zh-12) // 161.5 ± 1.3 млн лет (n = 11; СКВО = 0.03)												
Z-12.1	764	0.88	0.0496	0.0011	0.17775	0.0030	0.02606	0.0003	0.776	165.8	2.2	P-III
Z-12.2	1949	0.69	0.0492	0.0010	0.17374	0.0025	0.02563	0.0003	0.888	163.1	2.1	
Z-12.3	1703	0.68	0.0497	0.0010	0.17378	0.0026	0.0254	0.0003	0.885	161.7	2.1	
Z-12.4	1434	0.64	0.0498	0.0010	0.17696	0.0026	0.02579	0.0003	0.887	164.1	2.1	P-III
Z-12.5	953	0.86	0.0500	0.0011	0.17388	0.0027	0.02525	0.0003	0.835	160.7	2.1	
Z-12.6	236	0.81	0.0493	0.0013	0.17317	0.0037	0.02551	0.0004	0.642	162.4	2.2	
Z-12.7	208	0.72	0.0487	0.0013	0.17008	0.0038	0.02537	0.0004	0.613	161.5	2.2	
Z-12.8	289	0.67	0.0490	0.0012	0.16875	0.0034	0.02502	0.0003	0.669	159.3	2.1	
Z-12.9	399	0.85	0.0491	0.0012	0.17159	0.0032	0.02537	0.0003	0.728	161.5	2.1	
Z-12.10	206	0.68	0.0475	0.0013	0.16667	0.0038	0.02547	0.0004	0.603	162.1	2.2	
Z-12.11	1523	0.94	0.0492	0.0010	0.17131	0.0026	0.02531	0.0003	0.876	161.1	2.1	
Z-12.12	214	0.75	0.0505	0.0013	0.17524	0.0038	0.02518	0.0004	0.634	160.3	2.2	
Z-12.13	203	0.74	0.0496	0.0013	0.1745	0.0039	0.02556	0.0004	0.613	162.7	2.2	
Z-12.14	311	0.68	0.0501	0.0012	0.18113	0.0035	0.02628	0.0004	0.719	167.2	2.2	P-III
Z-12.15	319	0.68	0.0501	0.0012	0.17872	0.0034	0.02589	0.0004	0.706	164.8	2.2	P-III
<i>Вт-Амп</i> кварцевый монзонит-порфир (образец Zh-17) // 158.0 ± 2.5 млн лет (n = 3; СКВО = 0.32)												
Z-17.1	261	0.77	0.0518	0.0013	0.1828	0.0039	0.02566	0.0004	0.643	163.3	2.2	DA
Z-17.2	172	0.86	0.0499	0.0015	0.17118	0.0044	0.02493	0.0004	0.549	158.7	2.2	
Z-17.3	162	0.75	0.0496	0.0015	0.16858	0.0044	0.02471	0.0004	0.539	157.4	2.2	
Z-17.4	1259	1.09	0.0497	0.0010	0.17708	0.0027	0.02587	0.0003	0.872	164.6	2.1	P-III
Z-17.5	2008	0.70	0.0496	0.0010	0.17455	0.0025	0.02556	0.0003	0.894	162.7	2.1	P-IV
Z-17.6	720	0.74	0.0488	0.0011	0.16857	0.0028	0.02509	0.0003	0.798	159.7	2.1	P-IV
Z-17.7	171	0.79	0.0572	0.0016	0.19843	0.0047	0.02518	0.0004	0.582	160.3	2.2	DA
Z-17.8	519	0.94	0.0499	0.0011	0.17906	0.0031	0.02609	0.0003	0.750	166.0	2.2	P-III
Z-17.9	117	0.75	0.0495	0.0017	0.1688	0.0051	0.02477	0.0004	0.480	157.7	2.3	

Таблица 1. Окончание

Z-17.10	1530	0.80	0.0495	0.0010	0.17679	0.0026	0.02595	0.0003	0.887	165.2	2.1	P-III
Z-17.11	1200	0.79	0.0493	0.0010	0.17407	0.0026	0.02565	0.0003	0.848	163.3	2.1	P-IV
Z-17.12	1188	0.92	0.0492	0.0010	0.16912	0.0026	0.02497	0.0003	0.866	159.0	2.1	P-IV
Z-17.13	1672	0.62	0.0494	0.0010	0.17144	0.0025	0.02521	0.0003	0.891	160.5	2.1	P-IV
Z-17.14	147	0.62	0.0487	0.0015	0.17127	0.0044	0.02553	0.0004	0.549	162.5	2.3	P-IV
Z-17.15	523	1.16	0.0499	0.0011	0.17337	0.0030	0.02525	0.0003	0.750	160.8	2.1	P-IV

Примечание.  $\rho$  – коэффициент корреляции погрешностей  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  изотопных отношений. В столбце “СМ” указаны анализы, показавшие дискордантные возрастные значения (DA) или наличие нерадиогенного свинца ( $^{204}\text{Pb}$ ), а также отмечены возрастные популяции ксеногенных цирконов (P-I-I – популяция I-I, P-I – популяция I, P-II – популяция II, P-III – популяция III, P-IV – популяция IV). Результаты U-Pb датирования, показавшие наличие нерадиогенного свинца или значимую дискордантность, отмечены зачеркиванием.

было исключено из-за наличия нерадиогенного свинца (табл. 1). Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст порфириовидного Vt-Amp-гранодиорита (образец Zh-6), рассчитанный по 9 точкам, составил  $162.8 \pm 1.5$  млн лет (фиг. 7в). Из 15 проанализированных точек четыре значения были исключены из-за высокой дискордантности или наличия нерадиогенного свинца, а два циркона показали более древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст ( $166.8 \pm 2.2$  млн лет и  $167.6 \pm 2.3$  млн лет) (табл. 1).

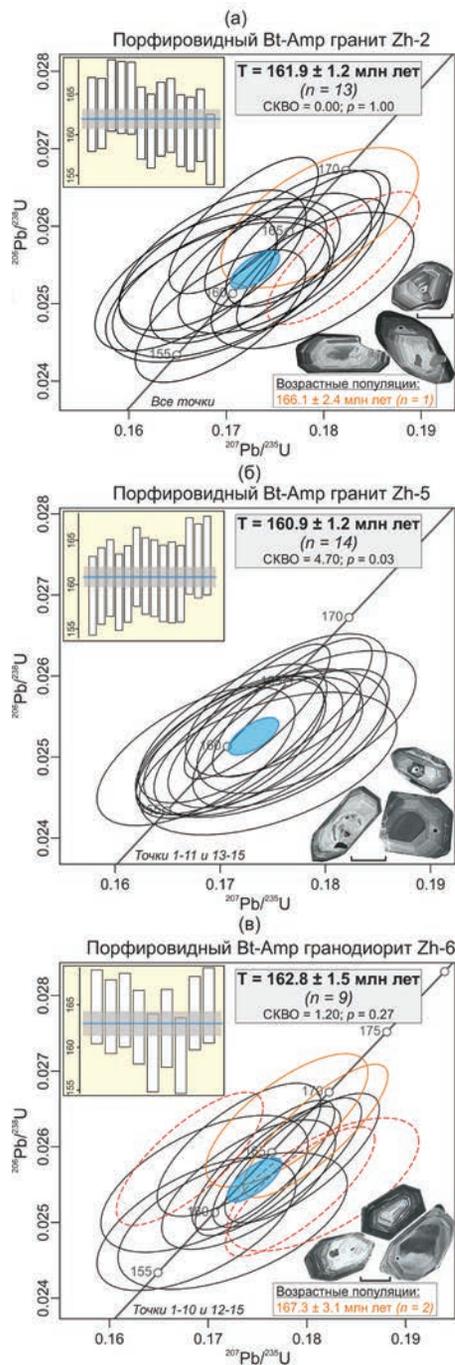
Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст порфириовидного Vt-лейкогранита (образец Zh-8), рассчитанный по 8 точкам, составил  $165.9 \pm 1.6$  млн лет (фиг. 8а). Из 12 проанализированных точек одно значение было исключено из-за высокой дискордантности, а три анализа показали более древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст ( $180.4 \pm 2.4$  млн лет,  $182.0 \pm 2.5$  млн лет и  $186.5 \pm 2.5$  млн лет) (табл. 1). Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст порфириовидного Vt-лейкогранита (образец Zh-9), рассчитанный по 10 точкам, составил  $164.1 \pm 1.3$  млн лет (фиг. 8б). Из 15 проанализированных точек четыре значения были исключены из-за высокой дискордантности, а один анализ показал более древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст ( $168.4 \pm 2.2$  млн лет) (табл. 1).

Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст Vt-Amp-гранит-порфира (образец Zh-11), рассчитанный по 8 точкам, составил  $162.7 \pm 1.5$  млн лет (фиг. 9а). Из 15 проанализированных точек одно значение было исключено из-за высокой дискордантности, а шесть анализов показали более древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст (от  $165.0 \pm 2.3$  млн лет до  $166.2 \pm 2.2$  млн лет и от  $168.8 \pm 2.3$  млн лет до  $169.2 \pm 2.3$  млн лет) (табл. 1). Конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст Vt-Amp-гранит-порфира (образец Zh-12), рассчитанный по 11 точкам, составил  $161.5 \pm 1.3$  млн лет (фиг. 9б). Из 15 проанализированных точек четыре анализа показали более древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст (от  $164.1 \pm 2.1$  млн лет до  $167.2 \pm 2.2$  млн лет) (табл. 1).

Из 15 точек, проанализированных из Vt-Amp-кварцевого монцонит-порфира (образец Zh-17), два значения были исключены из-за высокой дискордантности, а десять анализов показали древний  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст (от  $164.6 \pm 2.1$  млн лет до  $166.0 \pm 2.2$  млн лет и от  $159.0 \pm 2.1$  млн лет до  $163.3 \pm 2.1$  млн лет) (табл. 1). Три оставшихся анализа показали конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $158.0 \pm 2.5$  млн лет (фиг. 9в). По результатам проведенных U-Pb изотопных исследований, в гранитоидах Жирекенской интрузии были установлены следующие возрастные популяции ксеногенных цирконов: ок. 186.5 млн лет (популяция I-I в Vt-лейкогранитах); ок. 180–182 млн лет (популяция I в Vt-лейкогранитах); ок. 166–169 млн лет (популяция II в Vt-лейкогранитах, Vt-Amp-гранитах и гранит-порфирах); ок. 164–166 млн лет (популяция III в Vt-Amp гранит-порфирах и монцонит-порфире); ок. 159–163 млн лет (популяция IV в Vt-Amp-монцонит-порфире).

#### Краткая петролого-геохимическая характеристика гранитоидов

Содержания порообразующих окислов и редких и рассеянных элементов в гранитоидах Жирекенского месторождения представлены в табл. 2 и иллюстрированы на фиг. 10. Полученные данные по порообразующим окислам были пересчитаны на сухой остаток, и эти пересчитанные значения были использованы при обсуждении петрохимических характеристик пород. Все изученные породы характеризуются невысокими значениями ППП < 3.5 мас. % (0.21–2.9 мас. %) и низким содержанием  $\text{SO}_3$ . Наложены изменения представлены преимущественно слабой серицитизацией плагиоклаза, частичной хлоритизацией амфибола и биотита. Иногда отмечаются малочисленные карбонатные гнезда, единичные тонкие кварц-карбонатные прожилки и единичные тонкие зерна сульфидов. Степень вторичных

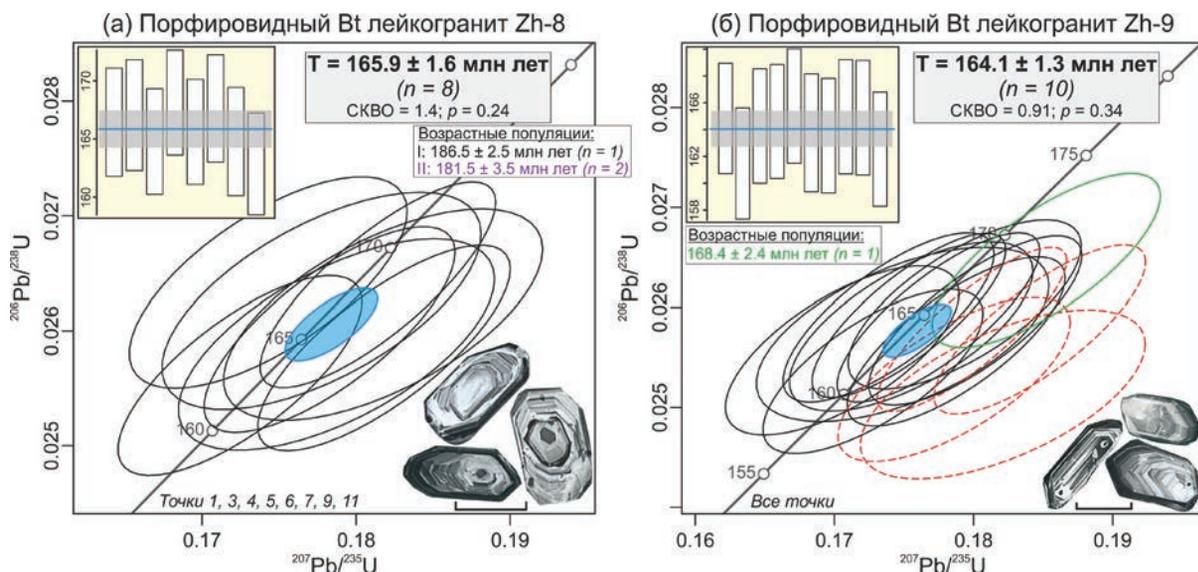


**Фиг. 7.** U–Pb диаграммы с конкордиями для зерен цирконов из гранитоидов основной фазы Жиренкенской интрузии. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов  $T$  приведены на уровне  $2\sigma$ . Сплошные черные эллипсы — результаты частных анализов, по которым рассчитывался U–Pb возраст. Пунктирные красные эллипсы — результаты частных анализов, показавшие дискордантные значения. Сплошные цветные эллипсы — результаты частных анализов ксеногенных возрастных популяций цирконов. Диаграммы средневзвешенных  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов приведены для выборки цирконов, по которым рассчитывался U–Pb возраст (сплошные черные эллипсы). Длина масштабной линейки — 100 мкм.

изменений изученных образцов низкая, количество новообразованных минералов не превышает 3–5 об. %.

Порфирировидные Vt-лейкограниты и Vt-граниты представлены умеренно-щелочными породами с высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (72.1–76.6 мас. %) и щелочей (4.7–5.6 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; 2.9–3.5 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.4\text{--}2.0$ ) (табл. 2, фиг. 10а). Порфирировидные Vt-Amp-граниты и гранодиориты характеризуются более низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (65.1–69.3 мас. %) и варьируют по составу от умеренно-щелочных гранитов (3.9–4.7 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; 3.7–4.3 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9\text{--}1.3$ ) до гранодиоритов (~2.4 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; ~4.7 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.5$ ). Vt-Amp-гранит-порфиры отличаются высокими, сопоставимыми с лейкогранитами, содержаниями  $\text{SiO}_2$  (71.5–75.4 мас. %) и варьируют по составу от субщелочных двуполевошпатовых гранитов (4.4–5.8 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; 2.9–3.7 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.2\text{--}2.0$ ) до субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов (4.3–4.8 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; 3.4–3.5 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.2\text{--}1.4$ ). Vt-Amp-кварцевые диорит-порфиры показывают низкие содержания  $\text{SiO}_2$  (59.6–60.5 мас. %) и щелочей (2.6–2.9 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; ~3.5 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.7\text{--}0.8$ ). Для сравнения, Vt-Amp кварцевый монцитит-порфир показывает более низкие содержания  $\text{SiO}_2$  (~59.1 мас. %) и более высокие концентрации щелочей (~3.5 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ; ~4.3 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.8$ ). Изученные гранитоиды относятся к высоко-К известково-щелочной — шошонитовой сериям, они представлены в основном магнезиальными разностями и располагаются в поле металаюминиевых — слабопералюминиевых гранитоидов I-типа (индексы  $A/\text{CNK} = 0.86\text{--}1.14$  и  $A/\text{NK} = 1.21\text{--}1.59$ ) (фиг. 10б–г). Лейкограниты показывают петрохимические характеристики фракционированных гранитоидов, лейкогранит-порфиры группируются на границе фракционированных и нефракционированных разностей, остальные породы относятся к нефракционированным гранитоидам (фиг. 10д).

Изученные породы характеризуются умеренно-фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (REE), с преобладанием легких REE (LREE: La — Nd) над тяжелыми REE (HREE: Er — Lu) ( $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 10\text{--}25$ ), и показывают разную степень обеднения средними REE (MREE: Sm — Ho) ( $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 0.45\text{--}1.60$ ) и варьирующие значения Eu-аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.40\text{--}0.87$ ) (фиг. 11а). При этом все гранитоиды показывают сходный характер распределения редких и рассеянных элементов, выраженный в обогащении пород крупноионными литофильными элементами (LILE: Rb, Ba), Th и U



**Фиг. 8.** U-Pb диаграммы с конкордиями для зерен цирконов из Vt лейкогранитов. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов  $T$  приведены на уровне  $2\sigma$ . Сплошные черные эллипсы — результаты частных анализов, по которым рассчитывался U-Pb возраст. Пунктирные красные эллипсы — результаты частных анализов, показавшие дискордантные значения. Сплошные цветные эллипсы — результаты частных анализов ксеногенных возрастных популяций цирконов. Диаграммы средневзвешенных  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов приведены для выборки цирконов, по которым рассчитывался U-Pb возраст (сплошные черные эллипсы). Длина масштабной линейки — 100 мкм. На диаграмме (а), возрастные популяции ксеногенных цирконов не отображены и представлены по данным табл. 1.

и обеднении Ta, Nb и Ti (фиг. 11б). Лейкограниты и лейкогранит-порфиры деплетированы Ba и Sr относительно остальных гранитоидов.

#### Геохимические характеристики цирконов

Результаты геохимического изучения цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения представлены в табл. 3 и иллюстрированы на фиг. 12. Для выявления составов цирконов, измененных в результате захвата минеральных или флюидных включений во время анализа (Rayner et al., 2005; Duan et al., 2019), геохимические данные, показавшие обогащение LREE ( $\text{La} > 0.1$  г/т (Zou et al., 2019; Ni et al., 2020);  $\text{Pr}_{\text{CN}} > 10$  (Cavosie et al., 2006)), а также  $\text{Ti} > 50$  г/т (Lu et al., 2016), Ca и P, были исключены из рабочей выборки (табл. 3). Оставшиеся составы показывают типичные для магматических цирконов хондрит-нормированные спектры распределения REE, обедненные LREE (La — Eu) и обогащенные HREE (Gd — Lu), с выраженными положительными Ce и отрицательными Eu-аномалиями (Hoskin, Schaltegger, 2003) (фиг. 12а). Все они, за исключением одного состава циркона из кварцевого монцитит-порфира, соответствуют составам автокристов и показывают эволюционный тренд, обусловленный фракционированием расплава (фиг. 12б).

По особенностям химического состава, цирконы из Vt-Amp-гранитов, Vt-Amp-гранит-порфиров

и монцитит-порфира подразделяются на две группы: группа I (цирконы ранней популяции с  $\text{Ta} = 0.37\text{--}0.81$  г/т,  $\text{Ti} = 9.2\text{--}18.0$  г/т и расчетными температурами кристаллизации (Watson et al., 2006)  $T = 734\text{--}837^\circ\text{C}$ ) и группа II (цирконы поздней популяции с  $\text{Ta} = 0.86\text{--}2.40$  г/т,  $\text{Ti} = 2.0\text{--}6.9$  г/т,  $T = 617\text{--}709^\circ\text{C}$ ). Цирконы из Vt-лейкогранитов также подразделяются на две популяции. Цирконы ранней популяции (группа I) по своим характеристикам сопоставимы с ранее выделенной группой I цирконов из Vt-Amp-гранитов и порфиров ( $\text{Ta} = 0.32\text{--}0.60$  г/т,  $\text{Ti} = 11.0\text{--}19.0$  г/т,  $T = 749\text{--}801^\circ\text{C}$ ). Цирконы поздней популяции (группа IIa) включают цирконы, содержащие  $0.58\text{--}1.20$  г/т Ta,  $5.3\text{--}9.5$  г/т Ti и показавшие более высокие значения  $T = 688\text{--}736^\circ\text{C}$  по сравнению с группой II. Обе группы отражают эволюцию состава расплава в ходе его фракционирования. Для гранитов и порфиров, переход от группы I к группе II характеризуется температурно-зависимым снижением Dy/Yb отношений ( $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа I}} = 0.39\text{--}0.27$ ;  $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа II}} = 0.25\text{--}0.12$ ) и снижением и последующим ростом Eu/Eu\* отношений ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа I}} = 0.30\text{--}0.17$ ;  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа II}} = 0.16\text{--}0.35$ ) (фиг. 12в–г). Для Vt-лейкогранитов переход от группы I к группе IIa характеризуется снижением и последующим слабым ростом Dy/Yb отношений ( $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа I}} = 0.36\text{--}0.25$ ;  $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа IIa}} = 0.25\text{--}0.31$ ) и слабыми вариациями Eu/Eu\* отношений ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа I}} = 0.24\text{--}0.20$ ;  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа IIa}} = 0.19\text{--}0.30$ ) (фиг. 12в–г).

Таблица 2. Содержание породообразующих окислов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в гранитоидах Жирекенского месторождения

Образец	Zh-1	Zh-2	Zh-3	Zh-4	Zh-5	Zh-6	Zh-7	Zh-8	Zh-9	Zh-10	Zh-11	Zh-12	Zh-13	Zh-14	Zh-15	Zh-16	Zh-17
	BAGr			BAGd			BLGr			BGr	BAGr-p		BLGr-p		BAQD-p		BAQM-p
SiO <sub>2</sub>	68.09	68.50	68.61	67.56	68.83	63.15	74.70	75.64	74.71	71.12	71.30	69.86	74.54	72.71	58.62	58.37	57.95
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.47	0.44	0.44	0.40	0.61	0.18	0.20	0.17	0.22	0.32	0.32	0.20	0.21	0.93	0.92	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.70	15.12	14.79	15.61	15.28	16.03	12.41	12.58	13.14	13.04	13.89	14.20	12.93	13.30	14.75	14.53	14.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.70	3.42	3.47	3.35	3.05	4.89	1.67	1.33	1.68	4.01	2.52	2.24	1.84	1.47	6.42	7.17	7.20
MnO	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.09	0.06
MgO	1.53	1.24	1.24	1.53	1.06	2.88	0.48	0.36	0.38	0.64	0.92	0.89	0.48	0.84	5.58	5.94	5.26
CaO	2.01	2.24	2.29	2.60	2.30	2.14	0.70	0.67	1.07	1.01	1.46	1.47	1.00	1.22	3.73	4.46	3.64
Na <sub>2</sub> O	3.67	3.76	3.76	4.23	3.98	4.59	2.82	2.96	3.48	2.95	3.64	2.82	3.47	3.33	3.43	3.44	4.24
K <sub>2</sub> O	4.65	4.41	4.41	3.87	4.22	2.36	5.51	4.99	4.71	5.45	4.33	5.63	4.28	4.75	2.79	2.51	3.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.12	0.12	0.10	0.19	0.04	0.04	0.03	0.06	0.08	0.09	0.05	0.06	0.28	0.27	0.26
BaO	0.11	0.11	0.08	0.10	0.09	0.07	0.07	0.02	0.04	0.07	0.09	0.10	0.03	0.09	0.07	0.08	0.08
SO <sub>3</sub>	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.09	<0.03	<0.03	0.17	<0.03	<0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.05	0.04
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
ППП	0.36	0.54	0.21	0.61	0.49	2.86	0.50	0.52	0.38	0.79	0.85	1.96	1.08	1.80	2.80	1.90	1.77
Сумма	99.51	99.99	99.46	100.09	99.85	99.87	99.10	99.31	99.83	99.41	99.43	99.72	99.93	99.81	99.73	99.77	99.82
Sc	5.89	5.21	5.65	7.19	4.08	9.01	1.96	2.71	2.14	2.76	3.95	4.14	3.72	2.86	16.20	14.64	12.31
Ti	3099.7	3047.5	2825.2	2948.5	2252.3	3427.9	1167.3	1371.4	961.8	1465.7	2117.3	1814.1	1402.7	1431.0	6038.0	6238.4	5105.5
V	56.6	56.3	52.2	55.8	40.2	94.0	18.3	14.0	12.7	38.3	32.4	44.2	20.9	24.5	137.7	137.2	118.0
Cr	26.4	34.3	26.9	31.4	36.6	112.1	16.7	22.1	47.9	52.4	26.4	39.7	24.8	70.0	502.6	483.9	338.7
Mn	330.4	329.5	177.8	329.1	181.7	330.3	87.5	102.9	151.4	177.4	166.0	194.4	137.7	135.4	482.4	759.2	395.1
Co	7.79	9.28	6.44	7.28	6.00	11.59	2.99	2.53	2.04	5.20	3.95	5.03	2.72	8.14	30.36	19.41	14.83
Ni	12.4	23.4	17.8	21.1	3.2	22.3	10.0	9.0	<3	18.4	12.6	<3	17.4	63.6	218.9	218.1	132.7
Zn	29.1	32.7	27.0	114.5	24.1	34.1	20.7	23.0	21.7	25.4	24.0	22.6	19.4	59.2	57.9	61.8	49.8
Rb	160.9	155.7	195.4	146.2	169.1	214.8	244.9	246.1	193.2	241.9	157.8	197.9	173.0	147.8	258.3	262.5	183.2

Таблица 2. Окончание

Образец	Zh-1	Zh-2	Zh-3	Zh-4	Zh-5	Zh-6	Zh-7	Zh-8	Zh-9	Zh-10	Zh-11	Zh-12	Zh-13	Zh-14	Zh-15	Zh-16	Zh-17
	BAGr			BAGd			BLGr		BGr		BAGr-p		BLGr-p		BAQD-p		BAQM-p
Sr	462.8	502.3	470.2	582.6	490.9	496.0	151.2	106.7	160.9	217.2	349.4	359.7	164.8	281.8	631.0	725.1	526.8
Y	15.5	15.3	16.4	16.0	14.0	14.2	7.07	5.48	12.0	6.34	12.8	12.4	9.98	6.31	16.3	15.2	18.7
Zr	242.4	190.2	261.7	251.7	190.5	192.0	116.6	128.4	116.5	133.9	148.0	169.1	118.5	128.4	201.1	192.0	188.8
Nb	8.45	8.60	9.66	9.02	8.18	7.19	9.47	9.23	14.55	7.82	9.80	8.69	11.1	9.08	7.66	7.99	7.59
Cs	6.90	6.77	6.28	5.88	4.98	34.41	6.37	7.99	6.44	6.92	5.20	4.97	7.02	3.42	31.07	31.96	15.15
Ba	876.4	803.2	587.8	784.1	717.2	515.6	535.8	161.2	308.2	567.6	678.1	749.6	278.0	673.1	513.1	553.7	615.7
La	29.3	31.3	32.7	32.0	31.3	25.2	19.2	15.0	27.2	14.9	31.9	34.9	16.0	22.5	27.9	31.9	37.7
Ce	62.2	65.1	70.1	66.4	64.7	54.6	37.0	22.8	48.7	28.9	60.5	64.8	33.5	40.9	58.5	66.4	77.8
Pr	7.10	7.39	7.63	7.30	7.23	6.53	3.61	1.87	4.85	2.70	6.32	6.88	3.52	4.06	7.08	8.16	9.39
Nd	25.8	26.8	26.1	26.1	24.6	23.2	11.4	5.57	14.5	9.62	21.2	22.1	11.5	13.0	27.5	31.4	33.4
Sm	4.29	4.23	4.43	4.32	4.10	4.16	1.79	0.86	2.41	1.38	3.24	3.51	1.89	1.97	5.32	5.79	6.65
Eu	0.80	0.81	0.81	0.84	0.70	0.80	0.19	0.10	0.30	0.32	0.59	0.55	0.26	0.34	1.30	1.32	1.12
Gd	3.46	3.40	3.33	3.27	2.86	3.13	1.19	0.67	1.94	1.02	2.16	2.66	1.71	1.40	3.88	4.17	4.89
Tb	0.46	0.47	0.46	0.47	0.39	0.40	0.17	0.10	0.31	0.15	0.35	0.35	0.23	0.19	0.53	0.50	0.70
Dy	2.49	2.51	2.52	2.47	2.40	2.37	1.00	0.59	1.67	0.85	1.91	1.97	1.29	0.87	2.60	2.76	3.58
Ho	0.47	0.51	0.50	0.51	0.44	0.46	0.19	0.15	0.35	0.19	0.35	0.40	0.27	0.15	0.50	0.46	0.70
Er	1.48	1.41	1.44	1.45	1.35	1.39	0.57	0.49	1.23	0.57	1.06	1.19	0.79	0.49	1.44	1.30	1.73
Tm	0.23	0.23	0.24	0.23	0.18	0.19	0.11	0.10	0.19	0.12	0.18	0.14	0.15	0.09	0.21	0.18	0.23
Yb	1.47	1.40	1.61	1.48	1.33	1.31	0.90	0.87	1.51	0.77	1.35	1.15	1.14	0.66	1.23	1.16	1.61
Lu	0.21	0.22	0.24	0.23	0.22	0.23	0.14	0.15	0.22	0.12	0.20	0.17	0.18	0.12	0.19	0.17	0.22
Hf	6.15	5.11	6.92	6.16	5.36	4.91	3.97	4.17	4.62	3.67	3.85	5.05	3.99	3.88	4.91	4.35	4.75
Ta	0.64	0.77	0.80	0.73	0.68	0.37	0.76	0.79	1.57	0.73	0.84	0.74	1.15	0.99	0.48	0.44	0.51
Pb	13.9	14.2	12.3	13.3	18.3	11.2	14.0	16.0	17.4	14.6	17.4	18.4	12.6	25.9	6.43	6.83	11.8
Th	19.2	20.6	23.1	14.6	22.8	7.90	27.0	31.1	34.2	19.4	18.6	23.9	26.0	22.7	8.01	7.21	9.33
U	4.37	4.42	6.52	3.51	6.41	3.10	9.48	9.26	13.45	7.66	5.97	8.01	9.47	6.96	3.76	3.34	5.11

Примечание. BAGr – порфиридный Vt-Амр гранит; BAGd – порфиридный Vt-Амр гранит; BAGr-p – порфиридный Vt-Амр гранит-порфир; BLGr – порфиридный Vt-Амр гранит-порфир; BLGr-p – порфиридный Vt-Амр гранит-порфир; BGr – порфиридный Vt-Амр гранит-порфир; BGr-p – порфиридный Vt-Амр гранит-порфир; BAQD-p – порфиридный Vt-Амр кварцевый диорит-порфир; BAQM-p – Vt-Амр кварцевый монзонит-порфир. ППП – потери при прокаливании.

Таблица 3. Содержание редких и рассеянных элементов (в г/т) в цирконе из гранитоидов Жирекенского месторождения

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Va	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
Порфириновый Вt–Аmp гранит (образец Zh-2) (U–Pb возраст 161,9 ± 1,2 млн лет)																							
2.1	207	173	17.0	0.29	0.34	1282	1.2	0.04	0.05	19	0.45	7.0	10.0	1.30	40.0	13.0	139	45	202	43	355	63	10047
2.2	129	175	2.7	0.39	0.59	1182	2.4	<0.04	<0.01	47	0.16	2.4	5.3	1.00	25.0	7.9	108	39	203	49	530	93	13182
2.3	217	350	5.7	0.37	0.51	812	3.5	<0.04	0.85	40	0.35	3.0	3.5	0.46	17.0	6.1	79	27	138	33	320	58	11461
2.4	183	162	14.0	0.17	0.53	514	1.1	0.28	0.02	14	0.09	1.4	2.9	0.47	13.0	4.1	53	17	81	20	171	31	10257
2.5	177	186	5.9	0.15	0.26	657	2.5	<0.04	<0.01	31	0.04	1.3	2.6	0.31	13.0	4.6	60	22	109	27	250	47	13026
2.7	188	195	6.9	0.27	0.37	777	3.0	<0.04	<0.01	28	0.05	1.2	2.6	0.50	14.0	5.3	67	25	131	32	290	59	11820
2.8	3412	10088	20.0	4.40	19.0	429	1.2	3.70	45.00	113	14.0	62	13.0	1.10	18.0	4.1	44	14	67	15	142	26	10054
2.9	140	138	11.0	0.17	0.23	273	0.9	<0.04	<0.01	10	0.03	0.6	1.4	0.25	5.9	2.2	26	9	43	10	97	18	10498
2.11	183	172	11.0	0.18	0.31	500	1.5	<0.04	<0.01	20	0.05	0.9	2.5	0.37	11.0	3.9	47	16	80	19	167	30	11155
2.12	188	117	16.0	0.13	0.30	570	1.1	<0.04	0.02	14	0.11	1.9	3.4	0.65	15.0	4.8	56	19	93	19	170	33	10269
Порфириновый Вt–Аmp гранит (образец Zh-5) (U–Pb возраст 160,9 ± 1,2 млн лет)																							
5.1	165	140	12.0	<0.1	0.20	373	1.1	<0.04	<0.01	14	0.04	0.8	1.7	0.37	8.8	3.0	36	13	61	14	131	24	10890
5.2	186	178	9.7	0.12	0.19	540	1.6	<0.04	0.02	19	0.04	1.2	2.2	0.27	11.0	4.0	52	18	88	21	195	37	11812
5.3	195	160	4.6	0.32	0.38	678	2.7	<0.04	0.10	33	0.09	1.5	2.9	0.34	14.0	5.0	61	24	112	27	245	48	13183
5.4	180	144	9.9	0.16	0.25	504	1.5	<0.04	<0.01	16	0.04	1.1	2.2	0.36	10.0	3.6	46	17	81	19	172	33	11288
5.5	278	290	6.7	0.22	0.66	650	2.3	<0.04	2.40	28	0.67	3.9	3.2	0.38	14.0	4.9	61	23	107	25	232	43	12093
5.6	187	163	14.0	0.19	0.25	450	1.2	<0.04	<0.01	16	0.04	1.0	2.3	0.36	11.0	3.8	43	16	72	17	159	28	10785
5.7	176	106	11.0	0.12	0.21	446	1.3	<0.04	<0.01	16	0.04	1.0	2.2	0.34	9.8	3.4	43	15	71	17	155	28	10764
5.8	198	160	13.0	0.24	0.25	614	1.2	<0.04	<0.01	18	0.08	1.8	3.7	0.55	17.0	5.2	63	21	99	22	196	36	10404
5.9	400	767	8.3	0.24	1.50	647	2.2	0.07	6.40	41	1.60	7.5	4.0	0.46	14.0	4.6	60	21	105	25	227	42	12238
5.10	195	201	12.0	0.18	0.27	573	1.4	<0.04	<0.01	15	0.07	1.4	3.0	0.40	14.0	4.5	57	20	90	21	193	35	10731
Порфириновый Вt–Аmp гранодиорит (образец Zh-6) (U–Pb возраст 162,8 ± 1,5 млн лет)																							
6.1	199	253	14.0	0.16	0.18	492	1.5	<0.04	<0.01	20	0.04	1.2	2.4	0.41	12.0	3.9	49	16	80	18	170	30	10537
6.2	184	193	4.7	0.61	1.10	1652	6.1	0.39	0.88	85	0.89	7.1	9.7	2.30	39.0	12.0	153	53	276	67	682	125	11459
6.3	310	555	6.7	0.72	5.70	1476	6.5	8.70	2.00	70	1.40	8.8	11.0	2.40	33.0	12.0	146	49	228	56	525	97	11629
6.5	216	<80	6.7	0.66	0.70	1932	3.4	<0.04	0.05	79	0.48	7.5	14.0	3.20	51.0	17.0	198	67	308	73	665	119	10365
6.6	183	<80	14.0	0.16	0.14	423	1.3	<0.04	<0.01	16	0.04	1.0	2.4	0.37	10.0	3.4	41	15	68	16	148	27	10803
6.7	184	233	18.0	0.20	0.14	397	1.0	<0.04	<0.01	11	0.05	1.1	2.6	0.49	9.5	3.6	41	14	66	15	138	24	9230
6.8	189	166	9.2	0.22	0.27	487	1.8	<0.04	<0.01	20	0.04	0.9	2.4	0.28	11.0	3.5	45	16	80	19	177	33	11573
6.9	119	148	2.6	0.16	0.36	493	2.5	0.08	0.02	33	0.03	0.5	1.4	0.36	6.9	2.5	35	15	84	24	283	57	13322

Таблица 3. Продолжение

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Va	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
6.12	185	158	6.2	0.26	0.29	711	2.7	<0.04	0.03	34	0.08	1.5	2.9	0.62	14.0	5.2	65	25	117	29	297	54	12036
6.14	171	<80	15.0	<0.1	0.24	404	1.0	<0.04	<0.01	12	0.03	0.8	2.1	0.31	9.1	3.0	38	14	65	15	138	24	10073
Порфиroidный <i>Vr</i> -лейкогранит (образец Zh-8) ( <i>U-Pb</i> возраст 165.9 ± 1.2 млн лет)																							
8.1	208	220	5.3	0.51	0.53	1386	2.9	<0.04	<0.01	39	0.22	3.9	7.0	1.00	30.0	11.0	135	46	230	50	440	88	11975
8.3	157	167	15.0	0.14	0.12	332	0.9	<0.04	<0.01	12	0.02	0.7	1.6	0.27	8.0	2.5	32	11	53	12	112	21	10053
8.4	191	191	11.0	0.19	0.31	516	1.3	<0.04	<0.01	16	0.07	1.3	2.8	0.37	12.0	3.9	50	18	84	20	175	33	10737
8.5	256	269	4.7	0.99	0.75	1083	4.7	0.54	2.00	51	1.20	6.9	5.6	0.86	18.0	6.8	87	33	181	47	483	106	13586
8.6	199	162	6.0	0.24	0.31	710	2.6	0.04	<0.01	27	0.05	1.3	2.8	0.40	14.0	5.0	65	24	113	28	257	47	12088
8.7	150	160	6.2	0.82	0.25	522	1.9	0.13	0.01	21	0.06	1.0	2.1	0.30	9.9	3.5	46	17	85	21	196	42	12550
8.8	277	161	5.7	0.32	0.47	727	2.9	0.05	1.50	36	0.94	5.2	4.7	0.67	14.0	5.5	67	24	121	29	279	52	12631
8.9	238	191	19.0	0.34	0.28	1051	1.3	0.29	0.10	17	0.39	5.7	8.1	1.20	32.0	9.6	113	37	166	37	313	56	9567
8.11	161	195	7.3	0.31	0.36	944	1.4	<0.04	0.01	26	0.10	2.4	5.1	0.91	23.0	7.9	94	33	153	35	315	57	11653
8.12	270	433	7.3	0.36	0.85	946	2.2	0.05	2.00	30	0.67	4.8	5.2	0.56	21.0	7.4	90	31	152	34	309	58	12316
Порфиroidный <i>Vr</i> -лейкогранит (образец Zh-9) ( <i>U-Pb</i> возраст 164.1 ± 1.3 млн лет)																							
9.1	522	1264	16.0	0.48	2.80	510	1.2	1.20	6.50	28	2.00	9.6	4.4	0.51	13.0	4.3	50	17	78	19	171	33	9996
9.2	208	190	7.2	0.28	0.35	795	3.0	<0.04	<0.01	34	0.07	1.4	3.4	0.46	16.0	5.6	72	26	129	31	291	55	11776
9.3	199	220	15.0	0.12	0.25	519	1.1	<0.04	0.03	13	0.09	1.6	3.3	0.53	14.0	4.2	52	17	80	18	154	31	9896
9.4	194	274	8.2	0.12	0.28	450	1.4	<0.04	0.02	17	0.05	1.0	2.1	0.33	9.6	3.4	42	15	71	17	156	30	11060
9.5	216	189	7.1	0.31	0.45	717	2.0	<0.04	0.02	22	0.08	1.4	3.2	0.67	15.0	6.1	67	25	116	29	262	48	11093
9.6	196	84	14.0	0.21	0.18	469	1.3	<0.04	0.02	15	0.06	1.0	2.8	0.35	10.0	3.8	44	16	74	17	151	30	10685
9.7	215	377	3.8	0.26	0.56	692	2.8	<0.04	2.20	42	0.42	2.4	2.6	0.41	12.0	4.4	57	22	110	28	269	60	12684
9.10	185	188	12.0	<0.1	0.23	469	1.1	<0.04	<0.01	15	0.04	1.1	2.2	0.38	11.0	3.6	43	16	74	17	149	31	10400
9.12	184	141	7.7	0.18	0.20	491	2.0	<0.04	0.02	23	0.04	1.2	2.1	0.30	11.0	3.6	44	17	76	19	174	34	11850
9.13	196	108	9.5	0.17	0.34	626	2.2	<0.04	<0.01	25	0.05	1.1	3.0	0.43	13.0	4.8	57	21	98	24	213	41	10939
<i>Vr-Amp</i> гранит-порфир (образец Zh-11) ( <i>U-Pb</i> возраст 162.7 ± 1.5 млн лет)																							
11.2	250	162	2.0	0.40	0.47	1069	4.2	0.06	<0.01	44	0.04	0.8	2.5	0.61	14.0	5.4	83	33	184	48	488	111	12100
11.6	307	780	3.7	0.31	2.70	1131	4.3	0.79	4.70	56	1.40	8.0	5.8	0.86	19.0	6.5	87	34	186	47	491	111	12916
11.7	203	199	6.6	0.28	0.67	736	2.5	0.04	0.83	27	0.26	1.9	2.7	0.44	14.0	4.8	65	24	121	30	279	55	12572
11.9	98	2301	1.4	0.41	3.00	1144	1.7	0.59	2.00	33	0.38	2.9	3.9	0.82	18.0	6.3	83	33	181	48	499	112	14036
11.10	1292	4137	2.8	0.78	5.40	2242	3.5	0.16	16.00	97	4.10	21	13.0	2.50	48.0	16.0	193	71	363	89	832	169	12622
11.11	240	554	1.7	0.74	1.10	1731	2.9	<0.04	2.10	50	0.69	5.7	7.4	1.50	32.0	11.0	145	54	277	71	675	148	13142

Таблица 3. Окончание

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
11.12	165	151	4.2	0.21	0.38	742	3.1	<0.04	0.02	28	0.03	1.1	2.0	0.35	13.0	4.4	61	24	123	30	294	61	13503
11.13	279	177	30.0	0.98	59.0	2668	11.0	90.00	42.00	292	33.0	151	63.0	11.0	93.0	23.0	241	76	378	91	901	175	12988
11.15	218	471	2.2	0.34	0.80	951	4.8	<0.04	2.00	53	0.54	3.1	2.8	0.65	14.0	5.2	76	29	160	44	447	98	13409
11.16	452	952	13.0	0.42	1.20	854	1.2	0.14	5.70	28	1.20	6.6	5.7	0.93	22.0	7.2	84	29	132	30	254	49	10608
<i>Vt-Amp</i> гранит-порфир (образец Zh-12) (U–Pb возраст 161.5 ± 1.3 млн лет)																							
12.2	209	132	4.4	0.27	0.50	984	3.3	<0.04	0.05	43	0.08	1.6	3.5	0.55	18.0	6.4	83	33	163	39	373	80	12532
12.3	233	381	5.8	0.42	1.10	1047	2.4	<0.05	1.40	37	0.48	4.1	4.6	1.00	21.0	7.0	90	35	170	41	405	83	12016
12.5	302	463	2.8	0.35	0.81	1024	2.5	<0.05	1.10	41	0.36	3.2	4.4	0.78	18.0	6.9	83	32	163	40	406	90	12990
12.6	285	280	5.0	0.44	0.77	1138	4.6	<0.05	1.20	46	0.37	2.8	4.1	0.63	19.0	7.2	94	36	192	46	424	87	13216
12.7	189	194	27.0	1.70	0.82	473	1.2	0.12	0.05	15	0.06	1.2	2.3	0.36	11.0	3.7	45	16	76	17	153	29	10777
12.8	295	679	7.8	0.18	1.40	529	1.5	0.06	3.30	24	1.10	4.9	2.8	0.41	11.0	3.7	48	18	86	20	188	36	12476
12.9	591	1318	7.6	0.35	3.10	715	2.2	0.07	8.00	45	2.40	12	5.3	0.55	16.0	5.6	64	24	113	27	246	45	12032
12.10	221	149	9.9	0.19	0.32	478	1.5	<0.04	0.06	18	0.06	1.1	2.1	0.38	11.0	3.6	47	17	79	17	169	31	11287
12.11	138	139	2.6	0.31	0.39	903	4.7	<0.04	0.10	60	0.09	1.6	2.8	0.58	15.0	5.2	68	28	149	40	410	89	13353
12.12	172	194	13.0	0.13	0.15	398	1.1	<0.04	<0.01	14	0.03	0.8	2.0	0.32	9.4	3.2	38	13	61	14	129	25	10481
<i>Vt-Amp</i> кварцевый монзонит-порфир (образец Zh-17) (U–Pb возраст 158.0 ± 2.5 млн лет)																							
17.1	178	194	4.2	0.36	0.38	884	3.8	0.06	<0.01	48	0.08	1.5	3.0	0.57	16.0	5.5	73	29	141	36	353	75	12423
17.2	190	193	12.0	<0.1	0.27	520	1.2	<0.04	0.02	15	0.07	1.5	3.0	0.43	13.0	4.2	50	19	84	20	175	34	10897
17.3	163	120	5.1	0.18	0.35	516	2.0	<0.04	<0.01	27	0.04	0.8	1.8	0.32	9.3	3.3	43	17	83	21	205	43	12628
17.9	234	148	4.7	0.37	0.58	1181	6.8	<0.04	<0.01	59	0.07	1.9	4.3	0.75	20.0	7.5	101	38	189	50	475	89	11169
17.16	190	<80	15.0	<0.1	0.24	515	1.4	<0.04	<0.01	18	0.08	1.3	2.7	0.35	12.0	4.2	49	18	80	18	167	31	9973
17.17	5957	2115	12.0	0.20	51.0	405	0.9	0.33	120.0	263	35.0	158	30.0	2.10	28.0	5.4	45	14	62	14	120	23	9797
17.18	268	223	6.5	0.31	0.35	840	3.2	<0.04	0.31	39	0.21	2.3	3.4	0.57	18.0	6.1	76	29	134	32	292	58	11633
17.19	161	164	2.8	0.23	0.51	855	4.3	<0.04	0.33	50	0.14	1.7	2.9	0.63	14.0	5.0	67	27	139	38	393	87	12915
17.20	301	780	3.1	0.36	1.40	987	3.2	<0.04	3.70	44	0.81	4.3	3.7	0.64	16.0	5.6	76	31	162	43	453	99	12785
17.21	195	164	13.0	<0.1	0.23	479	1.3	<0.04	<0.01	14	0.05	1.4	2.5	0.45	11.0	3.8	46	17	75	18	163	31	10972

Примечание. Зачеркиванием отмечены результаты анализов, показавшие высокие содержания La &gt; 0.1 г/т, Са, Р и Ti.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Геохронологическая эволюция Жирекенского месторождения*

Полученные U-Pb геохронологические данные указывают на возрастной интервал в 158–166 млн лет (средняя–поздняя юра) для магматической активности на Жирекенском месторождении. Наиболее ранними на месторождении являются порфиридные Vt-лейкограниты (U-Pb возраст цирконов  $165.9 \pm 1.6$  млн лет и  $164.1 \pm 1.3$  млн лет) (фиг. 8), представляющие, по-видимому, раннюю (конец средней юры) интрузивную фазу Жирекенской многофазной интрузии. Лейкограниты содержат ксенокристы нескольких возрастных популяций цирконов: 186 млн лет (популяция I–I), 180–182 млн лет (популяция I) и 168 млн лет (популяция II). Интересно отметить, что магматизм в интервале 180–186 млн лет в Восточном Забайкалье на сегодняшний день достоверно не подтвержден, хотя магматические породы этого возраста широко известны в структурах Монголо-Охотского складчатого пояса в Китае (Chen et al., 2011; Wang et al., 2015; Wan et al., 2019). Исходя из наблюдаемых геологических взаимоотношений (фиг. 3г, 5а) и полученных U-Pb возрастов (фиг. 8), Vt-лейкограниты слагают крупные блоки ксенолитов в Vt-Amp-гранитах. Таким образом, они не могут формировать шток, пересекающий граниты основной фазы Жирекенской интрузии, как изображается на схеме геологического строения месторождения Берзиной и др. (2015) (фиг. 2в) и не могут рассматриваться как часть “рудноносного комплекса” вместе с дайками гранит-порфиров (Берзина и др., 2015).

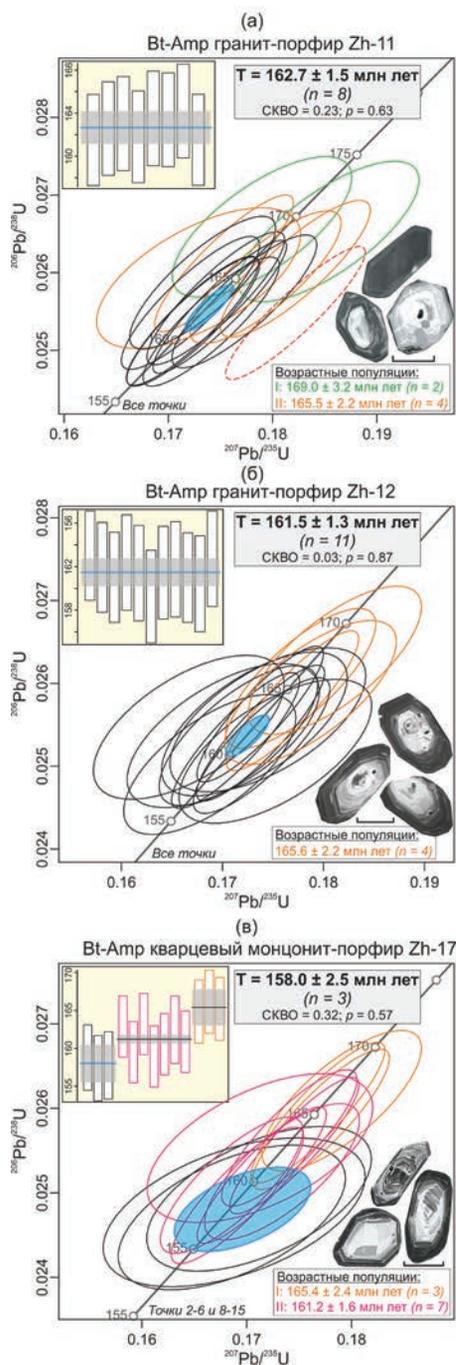
На следующем, более позднем (позднеюрском) этапе произошло внедрение крупной интрузии порфиридных Vt-Amp-гранитов и гранодиоритов, слагающих основную (вторую) фазу Жирекенской многофазной интрузии (U-Pb возраст цирконов  $162.8 \pm 1.5$  млн лет (гранодиориты) и  $161.9 \pm 1.2$  млн лет и  $160.9 \pm 1.2$  млн лет (граниты) (фиг. 7)). Гранитоиды содержат ксенокристы цирконов с возрастными 166–168 млн лет (популяция II), сопоставимые с популяцией II порфиридных Vt-лейкогранитов.

Следующим, тесно сближенным по времени с формированием гранитоидов основной фазы, было внедрение сложной системы даек Vt-Amp-гранит-порфиров (U-Pb возраст цирконов  $162.7 \pm 1.5$  млн лет и  $161.5 \pm 1.3$  млн лет (фиг. 9)) и, предположительно, лейкогранит-порфиров. Гранит-порфиры содержат ксенокристы цирконов с возрастными 169 млн лет (популяция II), присутствующие в Vt-лейкогранитах и Vt-Amp-гранитах, и 164–166 млн лет (популяция III), соответствующие U-Pb возрасту цирконов Vt-лейкогранитов.

Исходя из опубликованных данных и собственных геологических наблюдений, внедрение даек гранит-порфиров было неоднократным и перемежалось с внедрением даек (кварцевых) диорит-порфиров (фиг. 3и, 4ж; Покалов, 1978). В период этой магматической активности произошло внедрение рудогенирующей гранитодной интрузии. Это привело к брекчированию и метасоматическим изменениям ранее образованных гранитоидов и формированию молибденовой минерализации в крупной штокверковой системе.

На Жирекенском месторождении порфириная минерализация наложена на Vt-лейкограниты и Vt-Amp-граниты основной фазы (фиг. 4а–е; Геологическая ..., 1964; Покалов, 1978; Геологическая ..., 2010<sub>2</sub>). Это наблюдение позволяет предположить, что возраст порфириной минерализации должен быть моложе 161 млн лет — опираясь на наиболее молодую датировку, полученную для Vt-Amp-гранитов ( $160.9 \pm 1.2$  млн лет; фиг. 7). Следует обратить внимание, что геологические наблюдения противоречат опубликованным результатам по Re-Os датированию молибденита, в соответствии с которыми возраст рудной минерализации на Жирекенском месторождении составляет  $163 \pm 1$  и  $162 \pm 1$  млн лет (Berzina et al., 2003). Кроме того, эти относительно древние Re-Os датировки противоречат более поздним геохронологическим исследованиям их авторов, оценивших возраст формирования “рудноносного комплекса” Жирекенского месторождения в интервале 157.5–159.0 млн лет (U-Pb метод, цирконы) (Берзина и др., 2015).

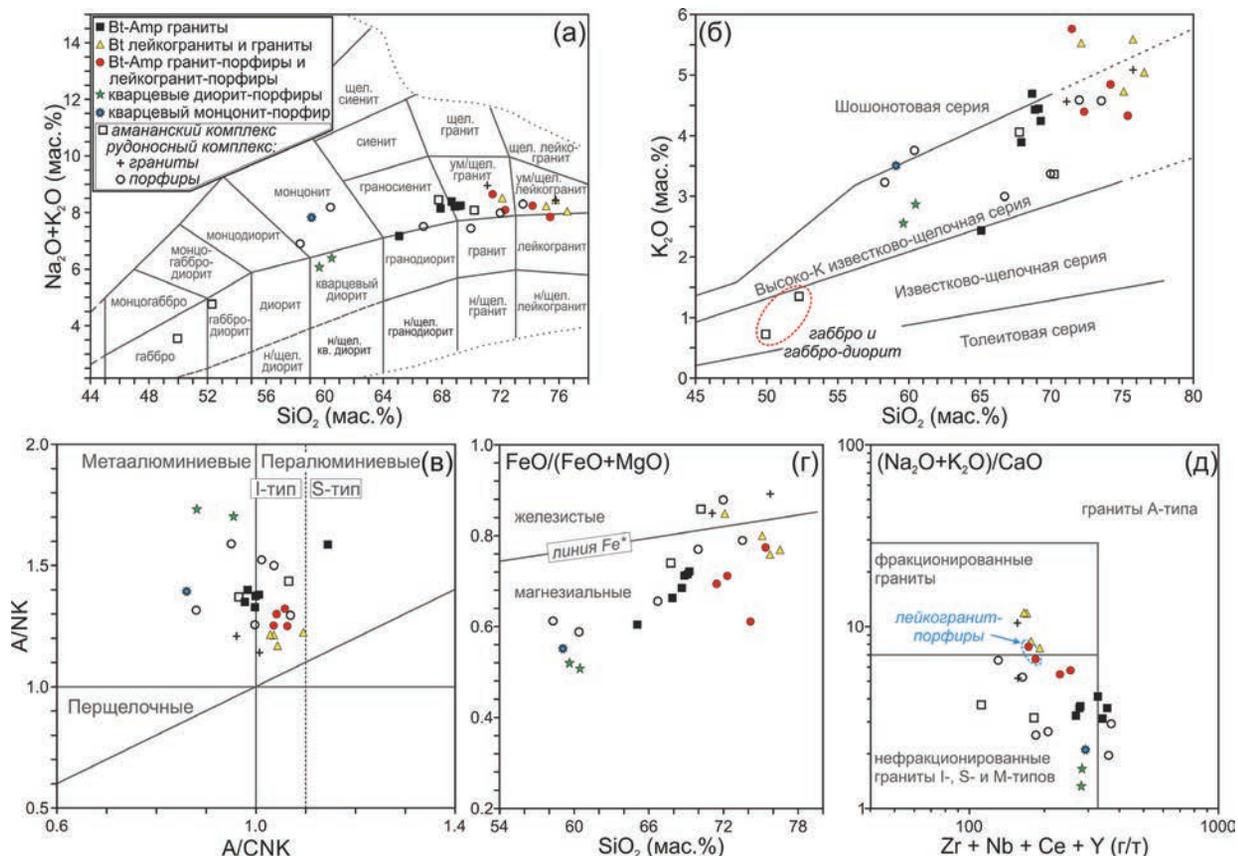
На заключительном этапе произошло внедрение даек Vt-Amp-монцонит-порфиров, конкордантный изотопный U-Pb возраст малочисленных автокристов циркона в которых составляет  $158.0 \pm 2.5$  млн лет (фиг. 9). Монцонит-порфиры содержат ксенокристы цирконов с возрастными 165–166 млн лет (популяция III), соответствующие U-Pb возрасту цирконов Vt-лейкогранитов, и многочисленную популяцию ксенокристов с возрастными 159–163 млн лет (популяция IV), соответствующие U-Pb возрасту цирконов Vt-Amp-гранитов. Конкордантный изотопный U-Pb возраст цирконов IV популяции составляет  $161.2 \pm 0.8$  млн лет ( $n = 7$ ) (фиг. 9). Полученный изотопный U-Pb возраст монцонит-порфиров хорошо согласуется с ранее опубликованным U-Pb возрастом дайки монцонит-порфиров “рудноносного” комплекса на Жирекенском месторождении ( $157.5 \pm 2.0$  млн лет; Берзина и др., 2015). Полевые геологические наблюдения авторов показывают, что кварцевые диорит-порфиры содержат ксенолиты порфиридных Vt-Amp-гранитов и Vt-лейкогранит-порфиров



**Фиг. 9.** U–Pb диаграммы с конкордиями для зерен цирконов из Vt-Ampr гранит-порфиров и кварцевого монцонит-порфира. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов  $T$  приведены на уровне  $2\sigma$ . Сплошные черные эллипсы — результаты частных анализов, по которым рассчитывался U–Pb возраст. Пунктирные красные эллипсы — результаты частных анализов, показавшие дискордантные значения. Сплошные цветные эллипсы — результаты частных анализов ксеногенных возрастных популяций цирконов. Диаграммы средневзвешенных  $^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}$  возрастов приведены для выборки цирконов, по которым рассчитывался U–Pb возраст (сплошные черные эллипсы) (а–б), или для всех возрастных популяций цирконов (в). Длина масштабной линейки — 100 мкм.

с прожилково-вкрапленной молибденит-пирит-халькопиритовой минерализацией (фиг. 3и, 4з–и), а кварцевые монцонит-порфиры не расчленены рудными прожилками. Эти наблюдения позволяют рассматривать изученные кварцевые диорит- и монцонит-порфиры как пострудные. Часто отмечаемая в дайках сульфидная минерализация (тонкая рассеянная пирит  $\pm$  халькопирит  $\pm$  молибденитовая вкрапленность, сульфиды по трещинам сколов в породах, тонкие секущие кварц–карбонат  $\pm$  сульфидные прожилки), по-видимому, является отголоском завершающей стадии становления рудной Mo-порфировой системы и последующей тектонической активности. Это указывает на небольшой временной разрыв между внедрением даек изученных пострудных диорит- и монцонит-порфиров и рудогенерирующей порфировой интрузии. Таким образом, на основании геологических наблюдений и полученных U–Pb геохронологических данных, время формирования Mo-порфировой минерализации Жирекенского месторождения и возраст рудогенерирующей гранитоидной интрузии может быть ограничен интервалом 158–161 млн лет.

Возраст гранитоидов Жирекенского месторождения сопоставим с возрастом гранитоидов шахтаминского комплекса, с которым в Восточном Забайкалье связано формирование Cu–Mo–Au-порфировых и Cu–Au–Fe скарновых месторождений (ок. 157–164 млн лет; Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). В частности, Жирекенское месторождение близко по времени формирования к Шахтаминскому Mo-порфировому месторождению, магматическая активность на котором фиксируется в интервале ок. 164–161 млн лет, а внедрение рудогенерирующего штока гранит-порфиров соответствует ок. 161.5 млн лет (Nevolko et al., 2021). Петролого-геохимические характеристики гранитоидов разных фаз внедрения Жирекенского месторождения (присутствие ксенолитов основного состава, обогащение пород щелочами, LILE, U и Th и деплетированность Ta, Nb и Ti) согласуются с их происхождением из магм основного — среднего состава, сформировавшихся в результате взаимодействия субдукционно-модифицированной литосферной мантии и нижней коры. Аналогичный источник считается ответственным за генерацию магм шахтаминского комплекса в регионе (Berzina et al., 2014; Kovalenker et al., 2016; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). На (Y + Nb) — Rb и R1–R2 тектонических дискриминационных диаграммах (фиг. 13) точки составов изученных гранитоидов частично располагаются в поле гранитоидов шахтаминского комплекса, а частично смещены в синколлизионную область.



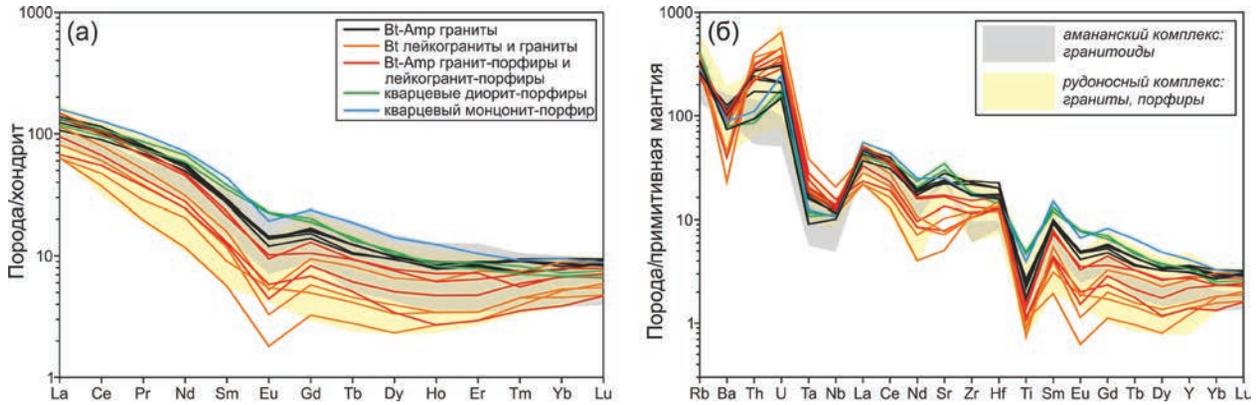
**Фиг. 10.** Петрохимические характеристики гранитоидов Жирекенского месторождения. а — диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (по Middlemost, 1994; Шарпенко и др., 2013); б — диаграмма  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (по Pecerillo, Taylor, 1976); в — диаграмма  $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$  (по Maniar, Piccoli, 1989).  $\text{A/CNK}$  — молекулярные отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ,  $\text{A/NK}$  — молекулярные отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ; г — диаграмма  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ . Граница железистых — магнезиальных разновидностей (линия  $\text{Fe}^*$ ) дана по Frost, Frost (2008); д — диаграмма  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (по Whalen et al., 1987). Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения.

Мы предполагаем, что смещение может быть обусловлено комплексным эффектом фракционной кристаллизации и высокой доли нижнекоревой компоненты в родоначальных расплавах. Таким образом, аналогично породам шахтаминского комплекса, формирование гранитоидов Жирекенского месторождения происходило в постколлизивной тектонической обстановке.

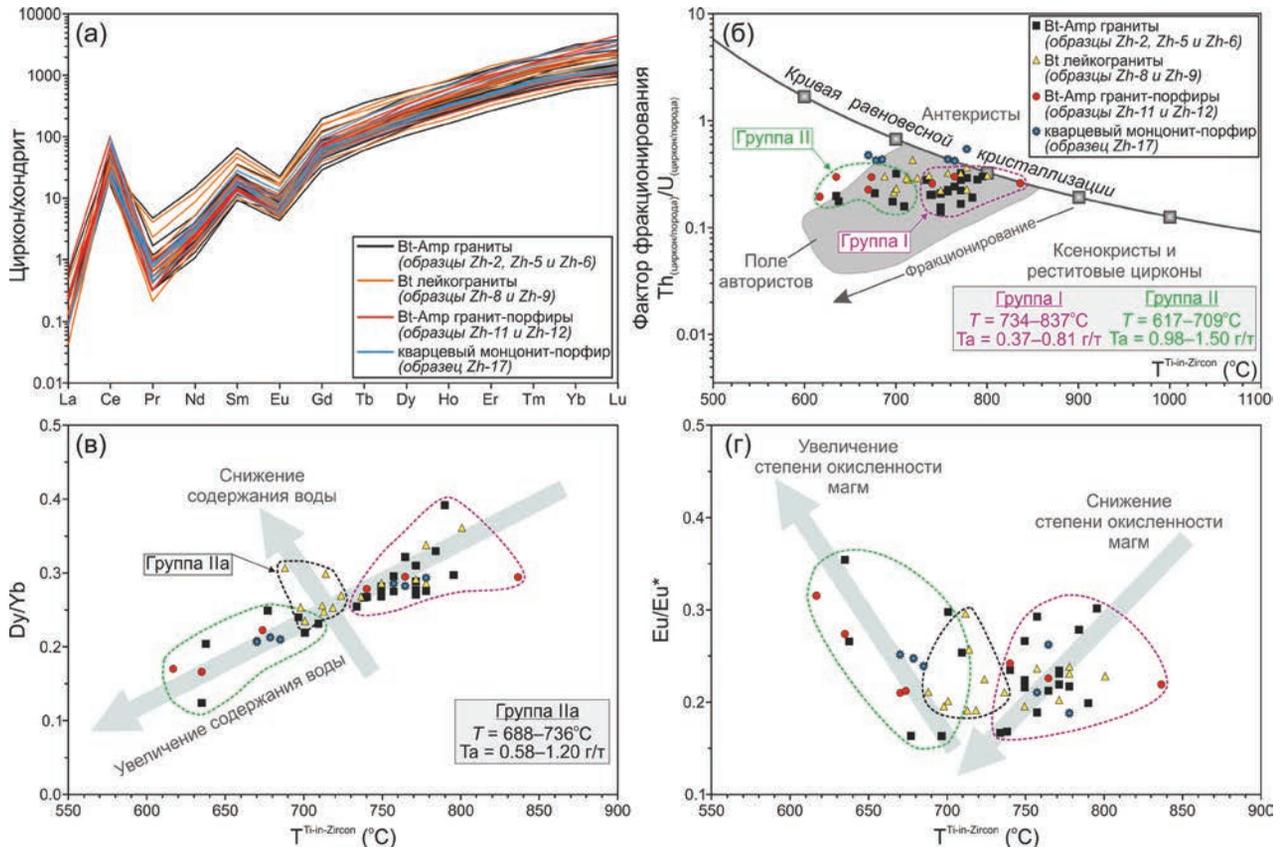
#### *Петрогенетические аспекты и оценка фертильности гранитоидов*

Среди геохимических валовых индикаторов фертильности, используемых для оценки гранитоидных интрузий на потенциальную способность к продуцированию экономически значимой  $\text{Cu-Mo}$ -порфировой минерализации, наиболее широкое распространение получили  $\text{Sr/Y} - \text{Y}$  и  $\text{La/Yb} - \text{Yb}$  диаграммы. На этих диаграммах поля

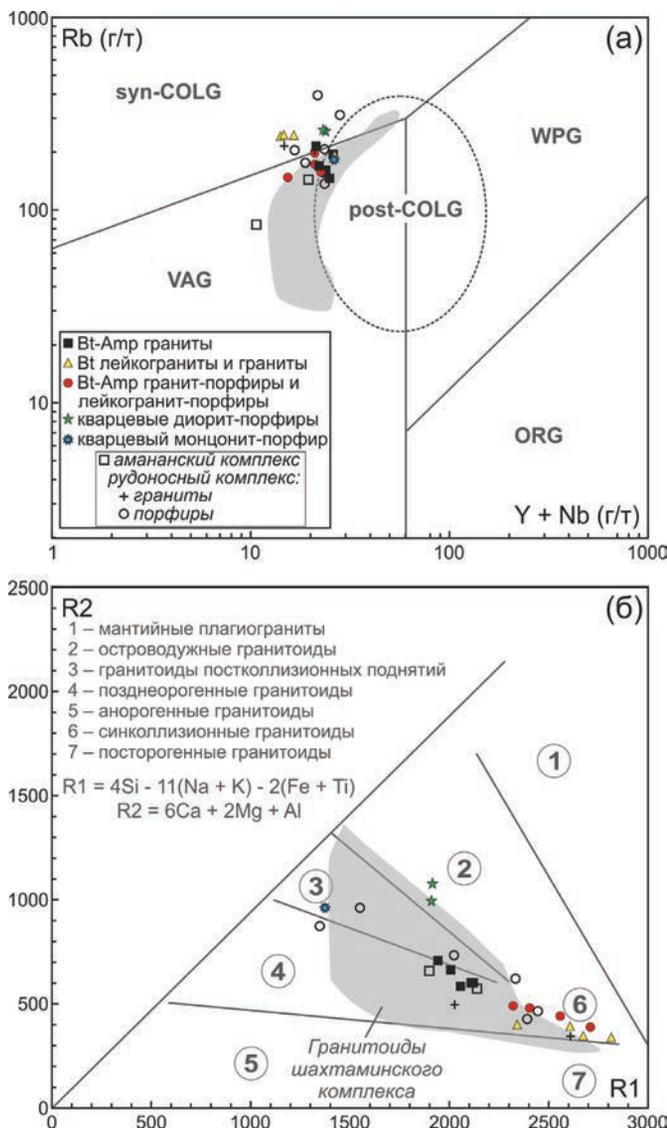
фертильных гранитоидов соответствуют полям адакитоподобных пород, и пороговые значения для дискриминирования фертильных магматических образований от нефертильных соответствуют  $\text{Sr/Y} \geq 20$  при  $\text{Sr} \geq 400$  г/т и  $\text{Y} \leq 18$  г/т и  $\text{La/Yb} \geq 20$  при  $\text{Yb} \leq 1.9$  г/т (Richards, 2011; Chiaradia et al., 2012; Groves et al., 2022). При указанных индикаторных параметрах высокие  $\text{Sr/Y}$  отношения рассматриваются как результат ранней кристаллизации амфибола в условиях подавления фракционирования плагиоклаза из-за высокого содержания воды и глубинного расположения магматической камеры. Низкие содержания  $\text{Y}$  являются результатом либо раннего фракционирования амфибола, либо, подобно  $\text{La/Yb} - \text{Yb}$  ковариациям, отражают присутствие граната в источнике или его фракционирование, часто сопровождающие формирование магм с адакитоподобными геохимическими характеристиками. Помимо  $\text{Sr/Y} - \text{Y}$  и  $\text{La/Yb} - \text{Yb}$



**Фиг. 11.** Распределения редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита (а) и спайдерграммы редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) для гранитоидов Жирекенского месторождения. Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения. Состав хондрита и примитивной мантии по Sun, McDonough (1989).



**Фиг. 12.** Геохимические характеристики цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения. а — хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в цирконах. Состав хондрита по Sun, McDonough (1989); б — диаграмма Фактор фракционирования ( $Th_{(zircon/rock)}/U_{(zircon/rock)}$ ) — температура насыщения циркона ( $T^{Ti-in-Zircon}$  (°C)) (Olierook et al., 2020) для выявления автокристов и унаследованных цирконов (антекристы, ксенокристы, релитивные цирконы). Фактор фракционирования рассчитан по методу Kirkland et al. (2015); в — диаграмма  $Dy/Yb - T^{Ti-in-Zircon}$  (°C). Стрелками показаны векторы увеличения и снижения содержания воды в магмах; в — диаграмма  $Eu/Eu^* - T^{Ti-in-Zircon}$  (°C). Стрелками показаны векторы увеличения и снижения степени окисленности магм. Отношения  $Eu/Eu^*$  рассчитаны как  $(Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0.5}$ , где “CN” обозначает содержание элемента, нормированное на состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Температуры кристаллизации цирконов ( $T^{Ti-in-Zircon}$  (°C)) рассчитаны с помощью Ti-in-zircon термометра (Ti-in-Zr) по методу Watson et al. (2006). Группа I — цирконы ранней популяции из всех изученных гранитоидов. Группа II — цирконы поздней популяции из Vt-Amp гранитов, Vt-Amp гранит-порфиров и кварцевого монзонит-порфира. Группа IIa — цирконы поздней популяции из Vt лейкогранитов.



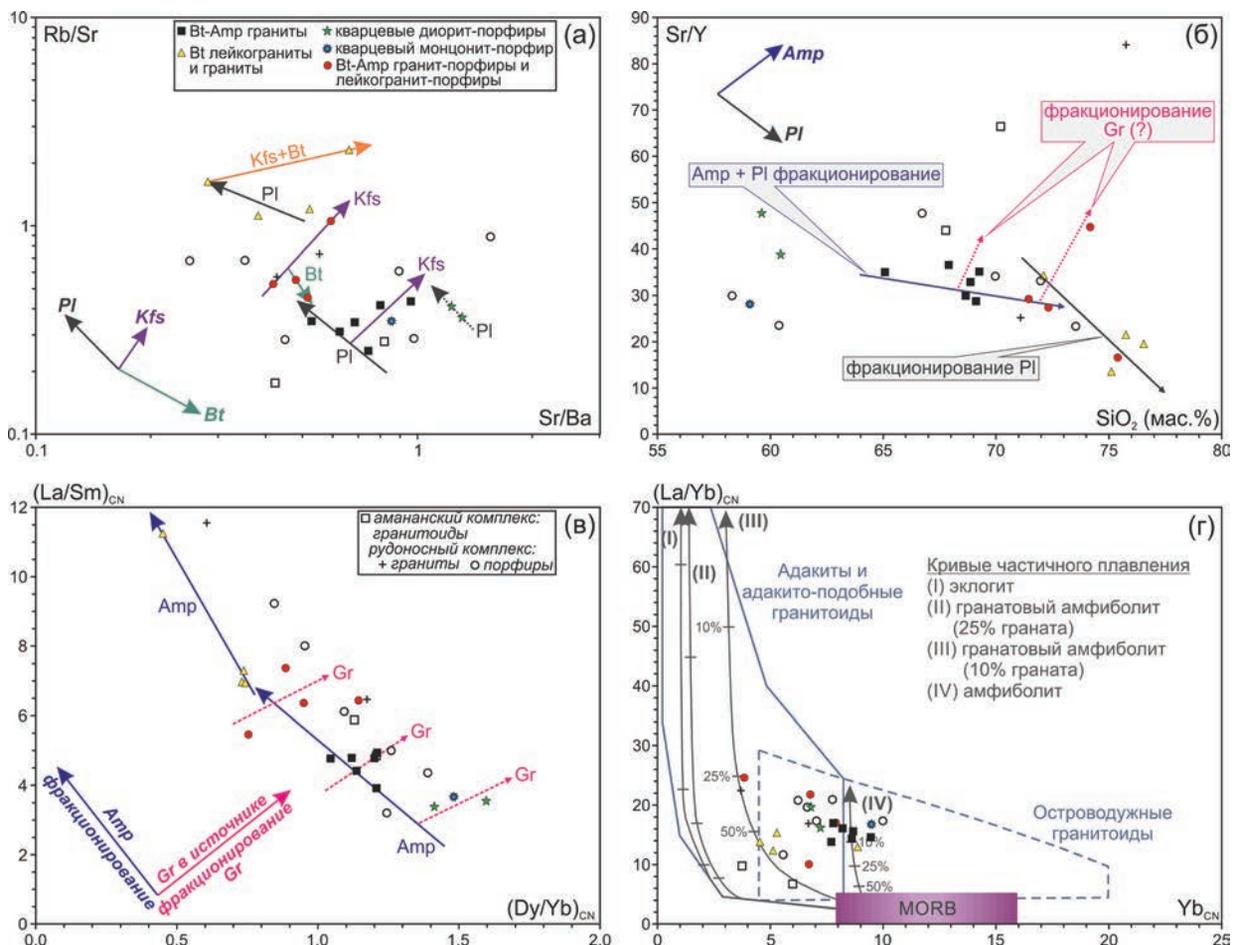
**Фиг. 13.** Составы гранитоидов Жирекенского месторождения на тектонических дискриминационных диаграммах (а) Rb — (Y + Nb) (Pearce, 1996) и (б) R1 — R2 (Batchelor, Bowden, 1985). Ранее опубликованные составы пород амананского и рудозносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения. Композиционное поле средне-позднеюрских гранитоидов шахтаминского комплекса (Восточное Забайкалье) составлено по данным (Nevolko et al., 2021) и (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов, VAG — островодужные граниты, syn-COLG — синколлизионный граниты, post-COLG — постколлизионные граниты. Параметры R1 и R2 рассчитаны на основе молярных катионных значений содержаний окислов в породах.

диаграмм, другие индикаторные значения были предложены для оценки валовой фертильности гранитоидов, включая значения  $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ ,  $(Sr/Y)/Y$  и  $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*]$  (Lu et al., 2017; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Отношение  $(Sr/Y)/Y$

рассматривается как геохимическое отражение содержания воды в расплаве, тогда как  $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$  и  $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*]$  величины выступают в качестве индикаторов фракционной кристаллизации магм на малоглубинных (коровых) уровнях. Таким образом, валовые геохимические индикаторы фертильности гранитоидов направлены на оценку содержания воды и степени и места фракционирования магматического расплава. В их основе лежит представление о высоком содержании воды и фракционировании в глубинных магматических камерах магм, генетически связанных с порфировой минерализацией.

Среди индикаторных минералов, используемых для оценки фертильности гранитоидов, наиболее широкое распространение получили цирконы. Величины Eu ( $Eu/Eu^*$ ) и Ce ( $Ce/Ce^*$ ) аномалий в цирконах используются для интерпретации степени окисленности расплава, с принятым индикаторным значением  $Eu/Eu^* > 0.4$  (высокая степень окисленности) для цирконов из фертильных гранитоидов (Burnham, Berry, 2012; Trail et al., 2012; Pizarro et al., 2020). В основе лежит парадигма о высокой степени окисленности магм, генетически связанных с порфировой минерализацией. Величина Ce-аномалии обычно используется в комплексе с  $Eu/Eu^*$  значениями из-за широкой вариации получаемых значений. В качестве дополнительного параметра используются Dy/Yb отношения, рассматриваемые как отражение содержания воды в расплаве (Lu et al., 2016; Wen et al., 2020). Значение  $Dy/Yb = 0.3$  принято на сегодняшний день в качестве порогового для разделения цирконов из фертильных ( $Dy/Yb > 0.3$ ) и нефертильных ( $Dy/Yb < 0.3$ ) гранитоидов. Поскольку геохимические валовые и цирконовые индикаторы фертильности гранитоидов оценивают разные параметры магматического расплава, критически важно использовать их в комплексе.

**Порфировидные Bt-лейкограниты** (U-Pb возраст ок. 164–166 млн лет) характеризуются высокими содержаниями  $SiO_2$  и по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к фракционированным, слабо пералюминиевым, магнезиальным гранитам I-типа высоко-К известково-щелочной шощонитовой серии (фиг. 10). Петрографические и петролого-геохимические характеристики пород свидетельствуют о важной роли фракционирования плагиоклаза (Pl), калиевого полевого шпата (Kfs) и биотита (Bt) в формировании лейкогранитовой магмы. На это указывает присутствие вкрапленников Pl и Kfs в породах, низкие отношения  $Sr/Nd = 11–23$ , высокие отношения  $Rb/Sr > 1$  (1.11–2.31) и  $Rb/Sr-Sr/Ba$  ковариации (фиг. 14а). При этом вариации  $Sr/Y$  отношений строго контролируются фракционированием Pl (фиг. 14б). Интенсивная сепарация плагиоклаза



**Фиг. 14.** Составы гранитоидов Жирекенского месторождения на геохимических диаграммах для распознавания эффекта фракционной кристаллизации различных минеральных фаз и потенциальных источников родоначальных магм. а – диаграмма Rb/Sr – Sr/Ba для выявления эффекта фракционирования плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита; б – диаграмма Sr/Y – SiO<sub>2</sub> для выявления роли амфиболового и плагиоклазового фракционирования в вариациях Sr/Y отношений; в – диаграмма хондрит-нормированных значений (La/Sm)<sub>CN</sub> – (Dy/Yb)<sub>CN</sub> (источник: Kelemen et al., 2003) для разделения эффекта фракционирования амфибола и граната в магмах; г – диаграмма хондрит-нормированных значений (La/Yb)<sub>CN</sub> – (Yb)<sub>CN</sub> (Drummond, Defant, 1990) для выявления потенциальных источников плавления. MORB – срединно-океанические базальты. Состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Стрелками показаны векторы фракционирования плагиоклаза (PI), амфибола (Amp), калиевого полевого шпата (Kfs), биотита (Bt) и граната (Gr). Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения.

в малоглубинных (верхнекоровых) магматических камерах приводит к резкому снижению содержания Sr < 400 г/т при повышении концентраций Y > 18 г/т и Yb > 1.9 г/т (Defant, Drummond, 1990; Richards, Kerrich, 2007). Лейкограниты характеризуются низкими содержаниями Sr = 107–217 г/т, однако также показывают низкие концентрации Y = 5.5–12 г/т и Yb = 0.8–1.5 г/т и повышенные валовые значения Eu/Eu\* = 0.4–0.8, из чего можно предположить, что интенсивное фракционирование PI происходило в глубинной магматической камере. Магма, родоначальная для Bt-лейкогранитов, была предположительно сформирована

в области, схожей с MASH-зоной (область на границе нижняя кора–мантия, где происходит плавление, смешение и дифференциация мантийно-коровых выплавов; Hildreth, Moorbath, 1988; Delph et al., 2017), в результате высоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным 10% гранатовым амфиболитом (фиг. 14г). Исходя из геохимических характеристик цирконов, магма отличалась повышенным содержанием воды ((Dy/Yb)<sub>группа I</sub> = ср. 0.31) и низкой степенью окисленности ((Eu/Eu\*)<sub>группа I</sub> = ср. 0.22) и эволюционировала в направлении снижения содержания воды на фоне

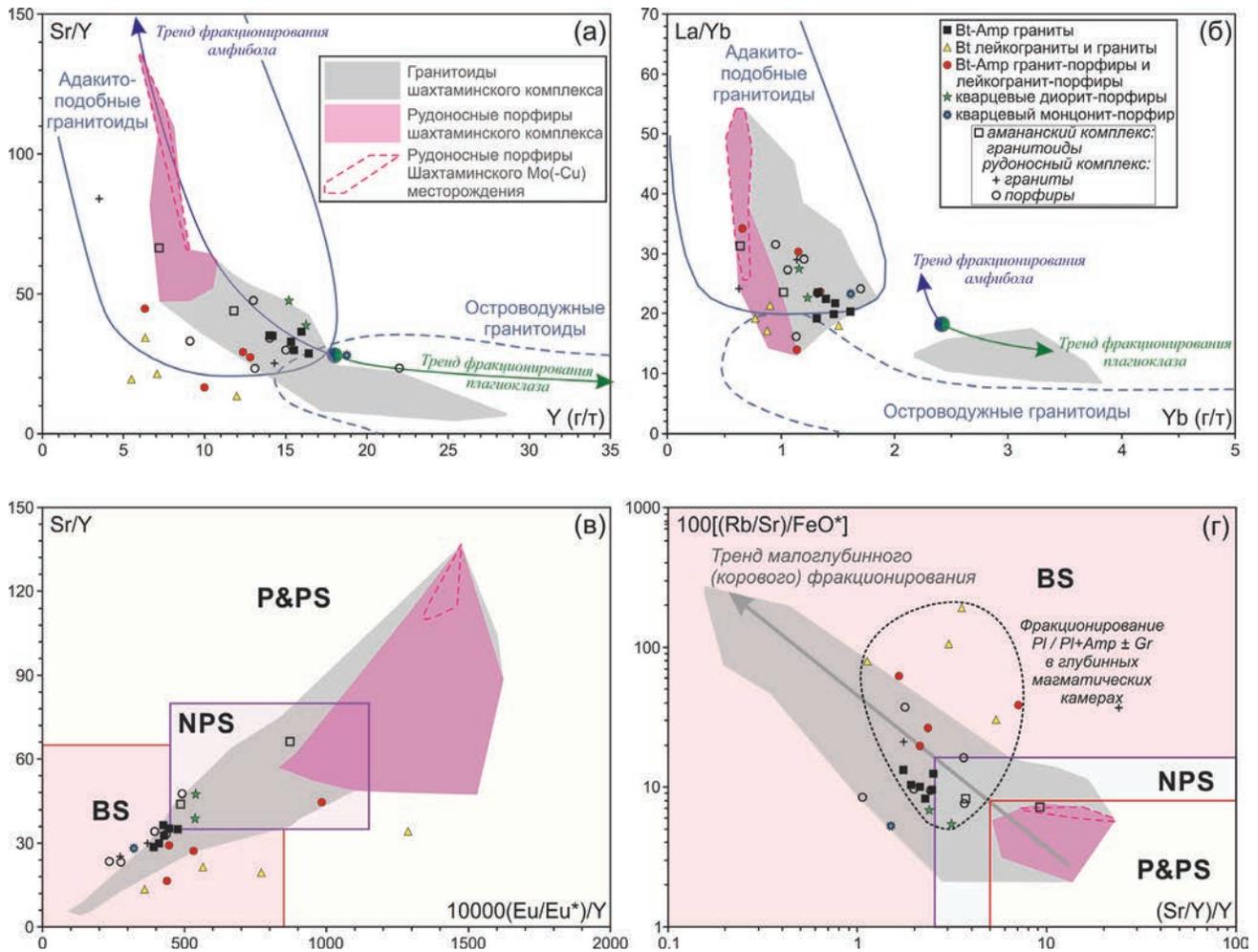
варьирующей, но невысокой фугитивности кислорода ( $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа IIIa}} = \text{ср. } 0.27$ ;  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа IIIa}} = \text{ср. } 0.22$ ) (фиг. 12в–г). Невысокие окисленность и содержания воды в магмах согласуются с доминирующим магнетит-ильменитовым составом аксессуарных Fe-Ti оксидов в лейкогранитах (Ishihara, 1977) и слабыми вариациями  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  отношений в цирконах (Loucks et al., 2018).

Роль фракционирования Amp в эволюции лейкогранитовой магмы остается неясной. Вероятны два пути. Первый путь: магма испытала ранее фракционирование Amp ( $\text{Sr}/\text{Y}$  отношения, достигающие значений  $>20$  (фиг. 14б); строгая отрицательная  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} - (\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  корреляция (фиг. 14в); деплетированность пород MREE (фиг. 11)), однако геохимические отпечатки этого фракционирования оказались затухеванными последующим фракционированием Pl. Второй путь: магма не испытывала ранее фракционирование Amp, а валовые  $\text{Sr}/\text{Y}$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$ ,  $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ , Y и Yb вариации и выраженная деплетированность лейкогранитов MREE являются в значительной мере унаследованными от амфиболитового источника. Второй путь более вероятен из-за повышенного (а не высокого) исходного содержания воды в расплаве, оцененного на основании  $\text{Dy}/\text{Yb}$  отношений в цирконах ранней популяции.

Таким образом,  $\text{Sr}/\text{Y}$  и  $\text{La}/\text{Yb}$  отношения в Vt-лейкогранитах контролируются специфическим составом источника и фракционной кристаллизацией Pl в глубинной магматической камере. На дискриминационных диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по валовым геохимическим характеристикам (фиг. 15) Vt-лейкограниты располагаются в полях, соответствующих безрудным (нефертильным) гранитоидам. Аналогичная картина наблюдается на диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16). Геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что Vt-лейкограниты сформировались из слабоокисленной, интенсивно фракционированной магмы с относительно высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются перспективными для формирования Cu-Mo-порфирами минерализации, таким образом, Vt-лейкограниты не могут быть генетически связаны с Mo-порфировым оруденением Жирекенского месторождения. Этот вывод в полной мере согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым молибденитовая минерализация является наложенной на лейкограниты. Он также согласуется с результатами геохронологических исследований, показывающих, что лейкограниты не могут представлять рудоносный

интрузивный комплекс на месторождении или быть его частью.

*Порфирировидные Vt-Amp-граниты* основной фазы Жирекенской интрузии (U-Pb возраст ок. 161–163 млн лет) характеризуются умеренными содержаниями  $\text{SiO}_2$  и по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к нефракционированным, слабометаалюминиевым, магнезиальным гранитам I-типа высоко-К известково-щелочной–шошонитовой серии (фиг. 10). Петрографические и петролого-геохимические характеристики пород предполагают, что их родоначальная магма эволюционировала, главным образом, в результате фракционирования Amp и Pl, при ограниченной роли Kfs и Vt. На это указывает присутствие вкрапленников Amp, Pl, Vt и Kfs в породах, низкие отношения  $\text{Sr}/\text{Nd} = 18-22$ , низкие валовые отношения  $\text{Rb}/\text{Sr} < 1$  (0.25–0.43) и  $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Sr}/\text{Ba}$  ковариации (фиг. 14а). Генеральный композиционный тренд, показывающий положительную зависимость между  $\text{Sr}/\text{Y}$  и  $\text{SiO}_2$  предполагает, что вариации  $\text{Sr}/\text{Y}$  отношений контролируются совместным фракционированием Amp и Pl (фиг. 14б). Строгие отрицательные  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} - (\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  ковариации также поддерживают фракционирование Amp (фиг. 14в). Ранняя сепарация Amp предполагает, что содержание воды в родоначальной магме составляло не менее 3% (Müntener et al., 2001; Davidson et al., 2007). Исходя из повышенных валовых значений  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6-0.7$ , высоких концентраций  $\text{Sr} > 400$  г/т (463–583 г/т) и относительно низких содержаний  $\text{Y} < 20$  г/т (14.0–16.4 г/т) и  $\text{Yb} < 1.9$  г/т (1.3–1.6 г/т) в Vt-Amp-гранитах, раннее фракционирование Pl было довольно ограниченным и происходило главным образом в глубинной магматической камере. Часть составов Vt-Amp-гранитов показывает положительную корреляцию как между  $\text{Sr}/\text{Y}$  и  $\text{SiO}_2$ , так и между  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$  и  $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  (фиг. 14а, в). Эта корреляция совместно со слабой деплетированностью пород MREE и HREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 14-17$ ) (фиг. 11) дает основание предполагать, что их фракционная кристаллизация сопровождалась сепарацией небольшого количества граната (Gr). Магма, родоначальная для Vt-Amp-гранитов, предположительно была сформирована в области, схожей с MASH-зоной, в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным амфиболитом (фиг. 14г). Ранняя совместная Amp + Pl кристаллизация вводит ограничения на глубину магматической камеры, где происходило фракционирование, предполагая ее расположение выше MASH-зоны (Müntener et al., 2001). Геохимические характеристики цирконов

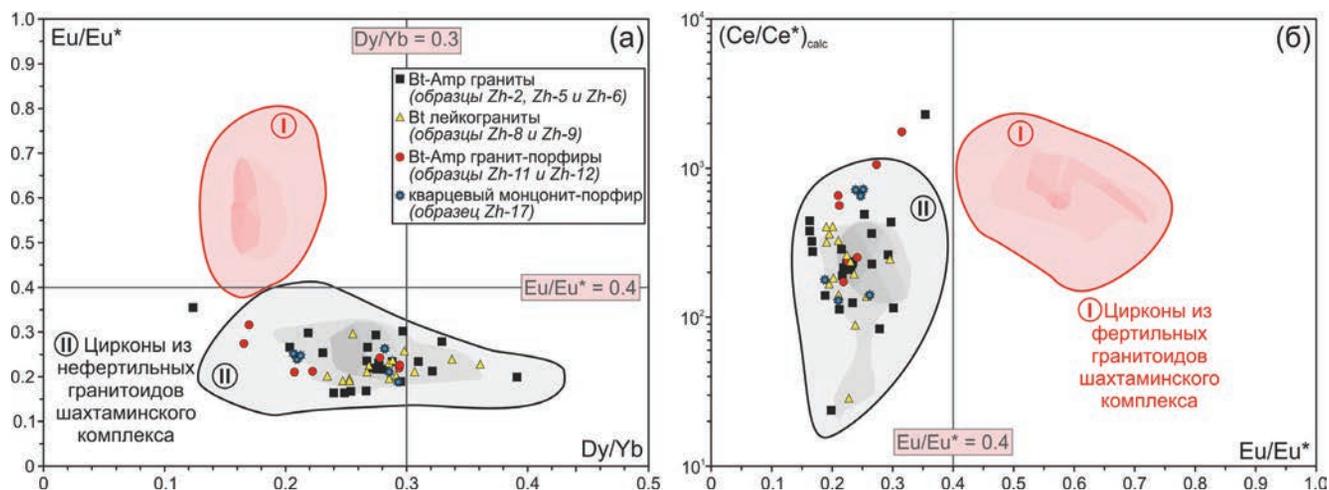


**Фиг. 15.** Составы гранитоидов Жирекенского месторождения на диаграммах для оценки фертильности магматических пород на порфировое оруденение по валовым геохимическим характеристикам. а–б — диаграммы Sr/Y — Y (а) и La/Yb — Yb (б) (Defant, Drummond, 1990). Поля адакито-подобных и островодужных гранитоидов даны по Richards, Kerrich (2007); в–г — диаграммы Sr/Y–10000\*(Eu/Eu\*)/Y (в) и 100\*[(Rb/Sr)/FeO\*]–(Sr/Y)/Y (г) (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Поле P&PS включает гранитоиды, генетически связанные с продуктивными Cu–Mo–Au порфировыми и порфирово-скарновыми системами. Поле NPS включает гранитоиды, продуцирующие скарновые Cu–Au–Fe месторождения, не связанные с порфировыми системами. Поле BS включает неминерализованные гранитоиды, потенциально неспособные генерировать экономически значимую порфирово-скарновую и скарновую минерализацию. Ранее опубликованные составы пород амананского и рудноносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения. Составы гранитоидов шахтаминского комплекса, включая рудноносные порфиры Быстринского Cu–Au–Fe-порфирово-скарнового и Шахтаминского Mo порфирового месторождений (Восточное Забайкалье), взяты из (Nevolko et al., 2021) и (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Pl — плагиоклаз, Amp — амфибол, Gr — гранат.

указывают на относительно высокое содержание воды ( $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа I}} = \text{ср. } 0.29$ ) и низкую степень окисленности ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа I}} = \text{ср. } 0.23$ ) магмы, родоначальной для Vt–Amp–гранитов (фиг. 12в–г). Ее эволюционный тренд был направлен в сторону увеличения содержания воды на фоне слабо растущей фугитивности кислорода ( $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа II}} = \text{ср. } 0.21$ ;  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа II}} = \text{ср. } 0.25$ ) (фиг. 12в–г). Ранее фракционирование Amp и Gr, увеличение Eu/Eu\* отношений в цирконах от ранних к поздним популяциям и более высокие Dy/Yb отношения в цирконах ранней популяции предполагают, что содержание воды

в магме Vt–Amp–гранитов было выше, чем содержание воды в магме Vt–лейкогранитов (Alonso-Perez et al., 2009; Loucks et al., 2018).

На Sr/Y — Y и La/Yb — Yb диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по валовым геохимическим характеристикам (фиг. 15а–б), Vt–Amp–граниты располагаются в полях адакито-подобных гранитоидов, предполагающих их потенциальную перспективность в качестве магматических образований, способных продуцировать порфировую минерализацию. Однако, как было показано выше, высокие Sr/Y и повышенные La/Yb отношения



**Фиг. 16.** Составы цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения на диаграммах  $\text{Eu}/\text{Eu}^* - \text{Dy}/\text{Yb}$  (а) и  $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{calc}} - \text{Eu}/\text{Eu}^*$  (б) для оценки фертильности магматических пород на порфировое оруденение по геохимическим характеристикам цирконов. Значения  $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{calc}}$  рассчитывались методом аппроксимации кривой (Nevolko et al., 2021). Композиционные поля цирконов из гранитоидов шахтаминского комплекса составлены по данным (Nevolko et al., 2021) и (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Поле I включает составы цирконов из рудоносных порфировых интрузий Быстринского и Шахтаминского месторождений (Восточное Забайкалье). Поле II включает составы цирконов из безрудных гранитоидов и гранитоидов, ассоциирующих с  $\text{Cu-Au-Fe}$  скарновыми оруденением, не связанным с порфирами, в пределах Быстринской, Шахтаминской и Култуминской многофазных интрузий. Интенсивность окраски полей отражает плотность точек составов цирконов. Пороговые индикаторные  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и  $\text{Dy}/\text{Yb}$  значения для цирконов фертильных ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 0.4$  и  $\text{Dy}/\text{Yb} < 0.3$ ) и нефертильных ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.4$  и  $\text{Dy}/\text{Yb} > 0.3$ ) гранитоидов приведены по (Pizzatto et al., 2020) и (Lu et al., 2016).

в Vt-Amp-гранитах основной фазы Жирекенской интрузии в существенной мере контролируются совместной фракционной кристаллизацией Amp и Pl и сепарацией небольшого количества Gr, а не ранним фракционированием Amp. На  $\text{Sr}/\text{Y} - 10000(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$  и  $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}] - (\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y}$  диаграммах (фиг. 15в–г), точки составов изученных пород располагаются в полях, соответствующих нефертильным гранитоидам. На диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16), составы цирконов из Vt-Amp-гранитов располагаются в полях, соответствующих цирконам из гранитоидов, непродуктивных на порфировую минерализацию. Геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что Vt-Amp-граниты сформировались из слабоокисленной, умеренно фракционированной магмы с относительно высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются фертильными и не могли продуцировать Mo-порфировое оруденение Жирекенского месторождения. Этот вывод в полной мере согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым рудная минерализация является наложенной на Vt-Amp граниты.

*Vt-Amp-гранит-порфиры* Жирекенской интрузии (U-Pb возраст ок. 162–163 млн лет) характеризуются высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и по своим

петролого-геохимическим характеристикам относятся к слабопералюминиевым, магнезиальным гранитам I-типа высоко-К известково-щелочной шшонитовой серии, варьирующим от нефракционированных до фракционированных разностей (фиг. 10). Петрографические и петролого-геохимические характеристики пород предполагают, что магма гранит-порфиров эволюционировала путем фракционирования Pl, Kfs и Vt. На это указывает присутствие вкрапленников Pl, Vt и Kfs в породах, низкие отношения  $\text{Sr}/\text{Nd} = 14-22$ , повышенные отношения  $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.45-1.05$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Sr}/\text{Ba}$  ковариации (фиг. 14а). Вариации  $\text{Sr}/\text{Y}$  отношений строго контролируются фракционированием Pl, при этом для одного образца наблюдается отклонение от общего композиционного тренда в сторону более высоких  $\text{Sr}/\text{Y}$  отношений, предполагающих участие Gr в эволюции магм (фиг. 14б). Широкие вариации значений  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$  и  $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  также поддерживают фракционирование Gr (фиг. 14в). Подобно Vt-лейкогранитам, гранит-порфиры характеризуются низкими содержаниями  $\text{Sr} = 165-360 \text{ г/т}$ , однако при этом показывают низкие концентрации  $\text{Y} = 6.3-12.8 \text{ г/т}$  и  $\text{Yb} = 0.7-1.4 \text{ г/т}$  и повышенные валовые значения  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4-0.7$ , предполагая, что интенсивное фракционирование Pl происходило в глубинной магматической камере. О фракционировании Amp в эволюции магм предполагается

на основании присутствия Amp-вкрапленников в породах, однако геохимически оно не проявляется, что, вероятно, свидетельствует о его незначительной роли. Магмы, родоначальные для гранит-порфиров, были сгенерированы в области, схожей с MASH-зоной, в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным амфиболитом, содержащим <10% граната (фиг. 14г). Породы деплетированы MREE по отношению к HREE (фиг. 11), что, при отсутствии геохимических признаков фракционирования амфибола, можно рассматривать как характеристики, унаследованные от источника. Следует отметить, что фракционирование граната, предполагаемое  $(La/Sm)_{CN} - (Dy/Yb)_{CN}$  ковариациями, не отразилось на MREE / HREE отношениях хондрит-нормированных спектров распределения REE (фиг. 11а). Геохимические характеристики цирконов указывают на высокое содержание воды ( $(Dy/Yb)_{\text{группа I}} = cp. 0.29$ ) и низкую степень окисленности ( $(Eu/Eu^*)_{\text{группа I}} = cp. 0.23$ ) магмы, родоначальной для гранит-порфиров (фиг. 12в–г). Ее эволюционный тренд был направлен в сторону увеличения содержания воды на фоне слабо растущей фугитивности кислорода ( $(Dy/Yb)_{\text{группа II}} = cp. 0.19$ ;  $(Eu/Eu^*)_{\text{группа II}} = cp. 0.25$ ) (фиг. 12в–г). Содержание воды в расплаве, сгенерировавшем гранит-порфиры, оцененное по Dy/Yb отношениям ранней популяции цирконов ( $(Dy/Yb)_{\text{группа I}} = 0.28-0.29$ ), было выше, чем содержание воды в расплаве, сгенерировавшем Vt-Amp-граниты основной фазы Жирекенской интрузии ( $(Dy/Yb)_{\text{группа I}} = 0.25-0.39$ ).

На Sr/Y — Y и La/Yb — Y диаграммах, Vt-Amp-гранит-порфиры располагаются большей частью в полях фертильных адакито-подобных гранитоидов (фиг. 15а–б). Однако, как было показано выше, Sr/Y и La/Yb отношения в гранит-порфирах контролируются комплексным влиянием фракционирования Pl и Gr в глубинной магматической камере и состава источника, а не ранней сепарацией Amp из богатой водой магмы. На Sr/Y — 10000(Eu/Eu\*)/Y и 100[(Rb/Sr)/FeO] — (Sr/Y)/Y диаграммах (фиг. 15в–г), точки составов изученных пород располагаются в полях, соответствующих нефертильным гранитоидам. На диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16) составы цирконов из Vt-Amp-гранитов оккупируют поля, соответствующие цирконам из гранитоидов, непродуктивных на порфиновую минерализацию. Геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что Vt-Amp-гранит-порфиры сформировались из слабоокисленной, фракционированной магмы с высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются фертильными, и дайки гранит-порфиров не

могут быть генетически связаны с Mo-порфировой минерализацией Жирекенского месторождения, несмотря на то, что эти породы были отнесены предыдущими исследованиями к “рудоносному” комплексу (Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015; Verzina et al., 2016).

Vt-Amp-кварцевый монцитит-порфир (U–Pb возраст ок. 158 млн лет) и Vt-Amp-кварцевые диорит-порфиры Жирекенской интрузии по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к нефракционированным, метаалюминиевым, магнезиальным гранитоидам I-типа высоко-K известково-щелочной серии (фиг. 10). Vt-Amp-кварцевые диорит-порфиры содержат вкрапленники Pl, Bt, Amp и Qz, отличаются низкими Sr/Nd ~23 и Rb/Sr = 0.36–0.41 и высокими Sr/Y = 40–48 отношениями и дифференцированными спектрами распределения REE ( $(La/Yb)_{CN} = 16-20$ ) и показывают тенденцию к отрицательным Rb/Sr — Sr/Ba и положительным  $(La/Sm)_{CN}$  и  $(Dy/Yb)_{CN}$  ковариациями (фиг. 11, 14а–в). Эти геохимические подписи указывают на ведущую роль фракционной кристаллизации Pl и Gr в эволюции диоритовых магм. Высокие содержания Sr = 631–725 г/т при низких концентрациях Y = 15.2–16.3 г/т и Yb = 1.16–1.23 г/т и высокие значения Eu/Eu\* = 0.8–0.9 в диорит-порфирах указывают на то, что фракционирование Pl происходило в глубинной магматической камере. Магмы, родоначальные для диорит-порфиров, были сгенерированы в области, схожей с MASH-зоной, в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сходного с таковым для магм, продуцировавших Vt-Amp-гранит-порфиры (фиг. 14г). Этот источник сопоставим с модельным амфиболитом, содержащим <10% граната.

На Sr/Y — Y и La/Yb — Y диаграммах точки составов Vt-Amp-диорит-порфиров располагаются в полях фертильных адакито-подобных гранитоидов (фиг. 15а–б). Это расположение, вероятно, в значительной мере обусловлено фракционированием граната, а не ранней сепарацией Amp из магм с высоким содержанием воды. На Sr/Y — 10000(Eu/Eu\*)/Y и 100[(Rb/Sr)/FeO] — (Sr/Y)/Y диаграммах (фиг. 15в–г) изученные породы располагаются в полях, соответствующих гранитоидам, непродуктивным на Cu–Mo-порфиновую минерализацию. Таким образом, геохимические характеристики пород предполагают, что Vt-Amp-диорит-порфиры сформировались из слабо фракционированных магм, эволюция которых контролировалась сепарацией Pl и Gr. Отсутствие геохимических свидетельств ранней кристаллизации Amp позволяет предположить, что дайки

Vt-Amp-диорит-порфиры сформировались из расплавов с относительно низким содержанием воды, т.е. нефертильных на порфировое оруденение, и не могут быть генетически связаны с Mo-порфировой минерализацией Жирекенского месторождения.

Vt-Amp-кварцевый монцонит-порфир содержит вкрапленники Pl, Vt, Amp и Qz и отличается от диорит-порфира более низкими отношениями  $Sr/Nd \sim 16$ ,  $Eu/Eu^* \sim 0.6$  и  $Sr/Y \sim 38$  при сопоставимых значениях  $Rb/Sr \sim 0.35$  и  $(La/Yb)_{CN} \sim 17$  и относительным обогащением редкоземельными элементами (фиг. 11, 14а–в). Отмеченные геохимические характеристики предполагают, что монцонит-порфир сформировался из более фракционированного расплава по сравнению с таковым для диорит-порфира. Повышенные концентрации  $Y > 18$  г/т (18.8 г/т) в монцонит-порфире указывают на фракционирование Pl в малоглубинной (верхнекоревой) магматической камере. В то же время высокие значения  $Sr > 400$  г/т (527 г/т) и  $La Yb > 20$  г/т (23.4 г/т) при низком содержании  $Yb < 1.9$  г/т (1.6 г/т) предполагают, что Pl был сепарирован из расплава, испытавшего фракционирование Amp и/или Gr в глубинной магматической камере.

На  $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$  диаграмме (фиг. 14г) точка состава монцонит-порфира смещена от модельной кривой плавления амфиболита в сторону более высоких содержаний  $(Yb)_{CN}$ . Их родоначальная магма, таким образом, была сгенерирована в MASH-зоне в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным амфиболитом или амфиболитом, содержащим  $< 10\%$  граната. Геохимические характеристики цирконов указывают на высокое содержание воды  $((Du/Yb)_{\text{группа I}} = cp. 0.29)$  и низкую степень окисленности  $((Eu/Eu^*)_{\text{группа I}} = cp. 0.22)$  магмы, сформировавшей монцонит-порфиры (фиг. 12в–г). Ее эволюционный тренд был направлен в сторону увеличения содержания воды на фоне слабо растущей фугитивности кислорода  $((Du/Yb)_{\text{группа II}} = cp. 0.21; (Eu/Eu^*)_{\text{группа II}} = cp. 0.25)$  (фиг. 12в–г).

На  $Sr/Y - Y$  диаграмме, точка состава Vt-Amp-монцонит-порфира располагается в поле нефертильных островодужных гранитоидов, отражая фракционную кристаллизацию Pl в малоглубинной (верхнекоревой) магматической камере (фиг. 15а). На  $La/Yb - Y$  диаграмме изученная порода попадает в поле адакитоподобных пород, что, по-видимому, обусловлено влиянием фракционирования Gr (фиг. 15б). На валовых  $Sr/Y - 10000(Eu/Eu^*)/Y$  и  $100[(Rb/Sr)/FeO] - (Sr/Y)/Y$  диаграммах (фиг. 15в–г) и на диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16) изученные породы

располагаются в полях гранитоидов, нефертильных на Cu-Mo-порфировую минерализацию. Таким образом, геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что дайки Vt-Amp-монцонит-порфира сформировались из слабоокисленных, фракционированных магм с высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются перспективными на порфировое оруденение. Поздние дайки монцонит-порфира не могут быть генетически связаны с Mo-порфировой минерализацией Жирекенского месторождения и не могут быть рассмотрены как часть “рудоносного” комплекса (Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015; Berzina et al., 2016).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Жирекенское Mo-порфировое месторождение пространственно ассоциирует с серией интрузий высоко-К известково-щелочных — шшонитовых гранитоидов I-типа, внедрившихся в интервале 158–166 млн лет на постколлизивной стадии эволюции Монголо-Охотского океана. Наиболее ранними на месторождении являются порфировидные биотитовые лейкограниты (U-Pb возраст ок. 164–166 млн лет), представляющие, по-видимому, раннюю (среднеюрскую) интрузивную фазу Жирекенской многофазной интрузии. На следующем, более позднем (позднеюрском) этапе произошло последовательное внедрение крупной интрузии порфировидных биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов (U-Pb возраст ок. 161–163 млн лет), слагающих основную (вторую) фазу Жирекенской многофазной интрузии, и сложной системы даек биотит-амфиболовых гранит-порфира (U-Pb возраст ок. 162–163 млн лет), биотитовых лейкогранит-порфира и биотит-амфиболовых (кварцевых) диорит-порфира. Заключительный этап связан с формированием даек биотит-амфиболовых монцонит-порфира (U-Pb возраст ок. 158 млн лет). На основании полученных U-Pb геохронологических данных и геологических взаимоотношений между гранитоидами разных интрузивных фаз и рудной минерализацией, внедрение рудогенерирующей гранитодной интрузии и формирование Mo-порфирового рудного штокверка на Жирекенском месторождении произошло в интервале 158–161 млн лет.

Возраст и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Жирекенского месторождения сопоставимы с таковыми для интрузий шахтаминского комплекса, с которым в Восточном Забайкалье связано формирование Cu-Mo-Au-порфировых и Cu-Au-Fe скарновых месторождений. Присутствие в лейкогранитах

популяции ксеногенных цирконов с возрастом ок. 180–186 млн лет высветляет “потерянный” этап раннеюрской магматической активности в регионе.

Оценка рудного потенциала гранитоидов разных фаз внедрения по комплексу геохимических валовых и минеральных (цирконы) индикаторов фертильности показывает, что изученные интрузии не могут быть генетически связаны с порфировой минерализацией Жирекенского месторождения. Они являются производными слабоокисленных магм с низким (среднеюрские лейкограниты и позднеюрские диорит-порфиры) и высоким (позднеюрские граниты, гранит-порфиры и монзонит-порфиры) содержанием воды, эволюция которых контролировалась фракционированием в разных пропорциях плагиоклаза, амфибола и граната в глубинных магматических камерах. Вопреки устоявшемуся мнению, лейкограниты, гранит-порфиры и монзонит-порфиры не могут являться частями “рудоносного” порфирового комплекса. Гранитоидная интрузия, с которой генетически связано молибденовое оруденение Жирекенского месторождения, либо не вскрыта, либо представлена породами, не охваченными настоящим и более ранними исследованиями.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность главному редактору журнала “Геология рудных месторождений” д.г.-м.н. И.В. Викентьеву и анонимным рецензентам за ценные замечания и помощь в процессе подготовки статьи.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237–8).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Киселева В.Ю., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Палесский С.В.* Жирекенская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U–Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 571–594. <https://doi.org/10.15372/GiG20150306>

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Издание первое. Олекмо-Витимская серия. Лист N-50-XXVIII / Ред. Г.Л. Падалка. СПб.: Фабрика № 9, 1964.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50. Сретенск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 — Сретенск.

Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 382 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году. Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Москва, 2021. 568 с.

*Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

*Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М.* Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1578–1586.

*Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В.* Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.

*Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С.* Крупное Быстринское Cu-Au-Fe-месторождение (восточное Забайкалье): первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552. <https://doi.org/10.7868/S0869565216170205>

*Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Велюклавинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.* Возраст и границы олекминского магматического пояса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 64–69. <https://doi.org/10.31857/S086956520003413-7>

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

*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<sub>2</sub> // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134–142.

*Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

*Покалов В.Т.* Месторождения молибдена // Рудные месторождения СССР (под ред. В.И. Смирнова). Москва: Недра, 1978. Т. 3. С. 117–175.

*Прокопьев В.Ю., Киселева Г.Д., Долманова-Тополь А.А., Крайнев С.Г., Зорина Л.Д., Краснов А.Н., Борисовский С.Е., Трубкин Н.В., Магазина Л.В.* Минералогия и условия формирования Новоширокского золото-полиметаллического месторождения (восточное Забайкалье,

- Россия) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 542–575.  
<https://doi.org/10.7868/S0016777017060041>
- Светлицкая Т.В., Неволько П.А.* Оценка перспектив Култуминского месторождения на порфириновое оруденение на основе анализа геохимических характеристик цирконов (Восточное Забайкалье, Россия) // Разведка и охрана недр. 2023. № 3. С. 11–19.  
[https://doi.org/10.53085/0034-026X\\_2023\\_03\\_11](https://doi.org/10.53085/0034-026X_2023_03_11)
- Сотников В.И., Берзина А.Н., Пономарчук В.А.* Возможный источник серы в Cu-Mo-порфириновой рудно-магматической системе (на примере месторождения Жирекен в Восточном Забайкалье) // ДАН. 2006. Т. 409. № 4. С. 535–538.
- Шарпенко 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.  
 Электронный геохронологический бюллетень (<http://geochron.vsegei.ru>)
- Alonso-Perez R., Müntener O., Ulmer P.* Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids // Contrib. Mineral. Petrol., 2009. V. 157 (4). P. 541–558.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0351-8>
- Batchelor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48 (1–4). P. 43–55.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Belousova E., Griffin W.L., O'reilly S.Y., Fisher N.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I.* Re–Os ages for molybdenite from porphyry Cu–Mo and greizen Mo–W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. In Mineral Exploration and Sustainable Development; Eliopoulos, D., Ed.; Milpress: Rotterdam, The Netherlands. 2003. V. 1. P. 231–234.
- Berzina A.N., Sotnikov V.I., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G.* Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu–Mo and Mo–Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geol. Rev. 2005. V. 26. № 1–2. P. 91–113.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.12.002>
- Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O.* Geochemical and Sr–Pb–Nd isotopic characteristics of the Shakhtama porphyry Mo–Cu system (Eastern Transbaikalia, Russia) // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 79 (Part B). P. 655–665.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2013.07.028>
- Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O.* Paleozoic–Mesozoic porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) deposits within the southern margin of the Siberian Craton: Geochemistry, geochronology, and petrogenesis (a review) // Minerals. 2016. V. 6. № 4. Paper 125.  
<https://doi.org/10.3390/min6040125>
- Burnham A.D., Berry A.J.* An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 95. P. 196–212.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.07.034>
- Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A.* Correlated microanalysis of zircon: Trace element,  $\delta^{18}\text{O}$ , and U–Th–Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex > 3900Ma detrital grains // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 22. P. 5601–5616.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.011>
- Chen Z., Zhang L., Wan B., Wu H., Cleven N.* Geochronology and geochemistry of the Wunugetushan porphyry Cu–Mo deposit in NE china, and their geological significance // Ore Geol. Rev. 2011. V. 43. № 1. P. 92–105.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.08.007>
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B.* Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? // Sci. Rep. 2012. V. 2. Paper 685.  
<https://doi.org/10.1038/SREP00685>
- Cooke D.R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Z., Wilkinson J.J., White N.C., Zhang L., Thompson J., Gemmill J.B., Fox N., Chen H., Wilkinson C.C.* Porphyry Indicator Minerals (PIMS) and Porphyry Vectoring and Fertility Tools (PVFTS) — indicators of mineralization styles and recorders of hypogene geochemical dispersion halos // Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration — conference proceedings, Toronto, Ontario, 22–25th October 2017.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A.* Amphibole “sponge” in arc crust? // Geology, 2007. V. 35. № 9. P. 787–790.  
<https://doi.org/10.1130/g23637a.1>
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Delph J.R., Ward K.M., Zandt G., Ducea M.N., Beck S.L.* Imaging a magma plumbing system from MASH zone to magma reservoir // Earth and Planetary Science Letters. 2017. V. 457. P. 313–324.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.008>
- Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophysical research. 1990. V. 95. № B13. P. 21503–21521.  
<https://doi.org/10.1029/JB095iB13p21503>
- Duan X.-X., Chen B., Sun K.-K., Wang Z.-Q., Yan X., Zhang Z.* Accessory mineral chemistry as a monitor of petrogenetic and metallogenetic processes: A comparative study of zircon and apatite from Wushan Cu- and Zhuxiling W(Mo)-mineralization-related granitoids // Ore Geol. Rev., 2019. V. 111. Paper 102940.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102940>
- Frost B.R., Frost C.D.* A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. of Petrology, 2008. V. 49. № 11. P. 1955–1969.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F.* Mineral systems: Their advantages

- in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. V. 1. № 1. Paper 100001. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2021.09.001>
- Hildreth W., Moorbath S.* Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Miner. Geochem.* 2003. V. 53. № 1. P. 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.* 1977. V. 27. № 145. P. 293–305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, in: Rudnick, R.L. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*, 2003. V. 3. P. 593–659. <https://doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03035-8>
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., B. McDonald B.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*. 2015. V. 212–215. P. 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D.* Divergent T-fO<sub>2</sub> paths during crystallisation of H<sub>2</sub>O-rich and H<sub>2</sub>O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for Titanite and Titanite geothermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 173. P. 104. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1529-3>
- Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A.* Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits // *Soc. Econ. Geol. Special Publ.* 2016. V. 19. P. 329–347. <https://doi.org/10.5382/SP.19.13>
- Lu Y.J., Hou Z.Q., Yang Z.M., Parra-Avila L.A., Fiorentini M.L., McCuaig T.C., Loucks R.R.* Terrane-scale porphyry Cu fertility in the Lhasa Terrane, southern Tibet // *Geological Survey of Western Australia*. 2017. V. 6. P. 95–100.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. № 5. P. 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.* 1994. V. 37. № 3–4. P. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Müntener O., Kelemen P.B., Timothy L. Grove T.L.* The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 643–658. <https://doi.org/10.1007/s004100100266>
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A.* Uranium–Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu–Mo–Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia. *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139 (B). Paper 104532. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104532>
- Ni Z., Arevalo R., Piccoli P., Reno B.L.* A novel approach to identifying mantle-equilibrated zircon by using trace element chemistry // *Geochem. Geophys.* 2020. V. 21. Paper e2020GC009230. <https://doi.org/10.1029/2020GC009230>
- Olierook H.K.H., Kirkland C.L., Szilas K., Hollis J.A., Gardiner N.J., Steinfeld A., Jiang Q., Yakymchuk C., Evans N.J., McDonald B.J.* Differentiating between inherited and autocrystic zircon in granitoids // *J. Petrology*. 2020. V. 61. № 8. Paper ega081. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa081>
- Pearce J.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1996/v19i4/005>
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. № 1. P. 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R.* Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 126. Paper 103771. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771>
- Rayner N., Stern R.A., Carr S.D.* Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 148. № 6. P. 721–734. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0633-8>
- Richards J., Kerrich R.* Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. № 4. P. 537–576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Richards J.P.* High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. № 7. P. 1075–1081. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Savichev A.A., Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Redin Y.O., Mokrushnikov V.P., Svetlitskaya T.V., Sukhorukov V.P.* Typomorphic features of placer gold from the Bystrinsky ore field with Fe–Cu–Au skarn and Mo–Cu–Au porphyry mineralization (Eastern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 129. Paper 103948. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103948>
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Norry, M.J. (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geo L. Soc. Spe Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A.* New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu–Au–Fe skarn and Cu–Mo–Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 149. Paper 105108. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105108>

- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D.* Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 97. P. 70–87.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032>
- Wan L., Lu C., Zeng Z., Mohammed A.S., Liu Z., Dai Q., Chen K.* Nature and significance of the late Mesozoic granitoids in the southern Great Xing'an range, eastern Central Asian Orogenic Belt // *Int. Geol. Rev.* 2019. V. 61. № 5. P. 584–606.  
<https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1440645>
- Wang W., Tang J., Xu W.-L., Wang F.* Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: Petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk suture belt // *Lithos.* 2015. V. 218–219. P. 73–86.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.012>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Wells T.J., Meffre S., Cooke D.R., Steadman J.A., Hoyer J.L.* Porphyry fertility in the Northparkes district: indicators from whole-rock geochemistry // *Australian J. Earth Sci.* 2020. V. 37. № 5. P. 717–738.  
<https://doi.org/10.1080/08120099.2020.1715477>
- Wen G., Zhou R.-J., Li J.-W., Chang J., Hua H., Yan D.-R., Wei K.-T., Jin S.-G.* Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu-Au-Fe-Mo district, eastern China // *Lithos.* 2020. V. 378–379. Paper 105807.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105807>
- 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.  
<https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Zou X., Qin K., Han X., Li G., Evans N.J., Li Z., Yang W.* Insight into zircon REE oxy-barometers: a lattice strain model perspective // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 506. P. 87–96.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.031>