

**Сu-Мо-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АКСУГ (Северо-Восточная Тува):
ХРОНОЛОГИЯ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ
(U-Pb, Re-Os изотопные данные), МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

А.Н. Берзина, А.П. Берзина, В.О. Гимон

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Медно-молибден-порфировое месторождение Аксуг расположено в районе длительной магматической активности. Наиболее ранние образования представлены габброидами хойтоокинского комплекса, в них локализован Аксугский гранитоидный плутон, вмещающий рудоносные малые интрузии. Завершается магматизм месторождения внедрением даек лейкогранитов.

По вопросу возраста магматизма и оруденения месторождения Аксуг высказываются разные точки зрения, но доминирует представление об их девонском возрасте. С целью решения дискуссионного вопроса проведены изотопные геохронологические исследования. Анализируются результаты U-Pb (SHRIMP-II) по циркону и ранее полученных Re-Os (по молибдениту) датировок.

По молибдениту Re-Os датировки составляют 518 ± 2 , 516 ± 2 , 511 ± 2 млн лет. Конкордантные U-Pb возрасты цирконов магматитов оказались моложе оруденения. Они составили для габбро-диоритов хойтоокинского комплекса 503 ± 2 , для тоналитов плутона 504 ± 5 , для малых интрузий 500 ± 6 (тоналит-порфиры I), 499 ± 6 (тоналит-порфиры II), для лейкогранитов 509 ± 4 млн лет.

В каждой из проанализированных проб циркона выделяются две группы U-Pb датировок: близкие к Re-Os оценкам (518 — 511 ± 2 млн лет) и более молодые (507 — 486 млн лет). В пострудных лейкогранитах средневзвешенный возраст единичных цирконов ранней и поздней популяции составляет соответственно 515 ± 4 и 500 ± 4 млн лет. Предполагается, что в пострудных лейкогранитах цирконы с возрастом, аналогичным Re-Os оценкам, были ассимилированы из субстрата, а цирконы с возрастом 500 ± 4 млн лет кристаллизовались из расплава.

Наиболее древние U-Pb датировки (509 — 515 млн лет) единичных зерен циркона рудоносных тоналит-порфиров согласуются с Re-Os оценками. В цирконах тоналита плутона, тоналит-порфиров малых интрузий и габброидов хойтоокинского комплекса иногда отмечаются структуры, свидетельствующие о вторичных преобразованиях. В связи с этим мы предполагаем, что омоложение рассчитанного конкордантного возраста цирконов относительно Re-Os датировок могло быть вызвано воздействием поздних процессов на U-Pb изотопную систему. Молодые датировки (486 — 507 млн лет) единичных зерен цирконов, возможно, отражают время воздействия термофлюидного процесса. Средневзвешенный возраст наложенного процесса по этим данным (502 ± 2 млн лет) согласуется с возрастом пострудных лейкогранитов (500 ± 4 млн лет).

Согласно Re-Os датировкам, месторождение Аксуг сформировалось в конце нижнего кембрия. В связи с широким проявлением в Туве, а также в Озерной зоне (Монголия) рудопроявлений, магматизм и минерализация которых аналогичны месторождению Аксуг, встает вопрос о переоценке роли кембрийского и девонского магматизма в развитии Cu-Mo порфирового оруденения как в пределах Тувы, так и Алтае-Саянской орогенной области.

Медно-молибден-порфировые месторождения, Re-Os датирование, U-Pb датирование, месторождение Аксуг, Тува.

**THE AKSUG PORPHYRY Cu-Mo DEPOSIT (northeastern Tuva):
CHRONOLOGY OF MAGMATISM AND ORE FORMATION PROCESSES
(U-Pb and Re-Os isotope data) AND METALLOGENIC IMPLICATIONS**

A.N. Berzina, A.P. Berzina, and V.O. Gimon

The Aksug porphyry Cu-Mo deposit is located in a region of long-lasting magmatic activity. Gabbroids of the Khoito-Oka complex are the earliest intrusive rocks, in which the Aksug granitoid pluton hosting ore-bearing small porphyry intrusions is localized. The intrusive activity was terminated with emplacement of late leucogranite dikes.

There are different viewpoints on the age of magmatism and mineralization of the Aksug deposit, with the concept of their Devonian age prevailing. To solve the debatable issue, we performed isotope geochronological studies and analyzed new results of U-Pb (SHRIMP-II) zircon dating and previously published Re-Os molybdenite dates (518 ± 2 , 516 ± 2 , and 511 ± 2 Ma). The concordant U-Pb zircon ages for igneous rocks are younger than the Re-Os age for mineralization. New U-Pb dating of Khoito-Oka gabbro-diorites has yielded an age of 503 ± 2 Ma. The U-Pb SHRIMP zircon age of tonalites from the Aksug pluton has been estimated at

504 ± 5 Ma. The U–Pb zircon ages for ore-related tonalite porphyry I and tonalite porphyry II are 500 ± 6 and 499 ± 6 Ma, respectively. The obtained SHRIMP age for leucogranite dike is 509 ± 4 Ma.

Two groups of U–Pb dates have been obtained for each of the analyzed zircon samples: close to the Re–Os dates (518–511 ± 2 Ma) and younger (507–486 Ma). The weighted average zircon ages calculated for early and late populations from post-ore leucogranites are 515 ± 4 and 500 ± 4 Ma, respectively. We suggest that zircons with an age close to the Re–Os dates found in post-ore leucogranites were assimilated from the underlying substrate and zircons with an age of 500 ± 4 Ma crystallized from melt.

The oldest U–Pb dates (509–515 Ma) of individual zircon grains from ore-bearing tonalite porphyry are consistent with the Re–Os molybdenite ages. Zircons from tonalite, tonalite porphyry, and Khoito-Oka gabbroids sometimes show internal textures indicating secondary alteration. The younger U–Pb concordia zircon ages relative to the Re–Os dates might be due to the influence of late thermal processes on the U–Pb isotopic system. The younger dates (486–507 Ma) of individual zircon grains probably reflect the time of the impact of a thermal fluid process. The weighted average of these younger dates (502 ± 2 Ma) falls within the weighted average age of post-ore leucogranites (500 ± 4 Ma).

According to the Re–Os dates, the Aksug deposit formed at the end of the early Cambrian. Ore occurrences similar in magmatism and mineralization to the Aksug ore deposit are widespread in Tuva and in the Lake Zone in Mongolia. Therefore, it is necessary to reassess the role of the Cambrian and Devonian magmatism in the development of porphyry Cu–Mo mineralization both in Tuva and in the Altai–Sayan orogenic area.

Porphyry Cu–Mo deposits, Re–Os dating, U–Pb dating, Aksug deposit, Tuva

ВВЕДЕНИЕ

Аксуг относится к классу крупных Cu–Mo порфировых месторождений. Его руды содержат Au, Pt, Pd, Re. Месторождение открыто в 1952 г. при проведении геологической съемки, в настоящее время ведутся подготовительные работы к его эксплуатации. Месторождение расположено в Северо-Восточной Туве, менее изученной по сравнению с другими районами Тувы. Основное внимание исследователей было уделено рудному району Аксуг. Но и здесь уровень геологической изученности недостаточен, чтобы понять геологическую обстановку и выявить условия, благоприятствовавшие формированию крупномасштабного оруденения.

Один из наиболее дискуссионных вопросов при изучении месторождения — возраст магматических пород и оруденения. По этому вопросу высказывались разные точки зрения. Согласно им, возраст определяется в широком временном интервале (от ордовик-силурийского до девонского) [Сотников и др., 2003]. В.С. Попов с соавторами [1988] выделяют два этапа рудной минерализации (силурийский и девонский) и не исключают наличия позднекембрийских руд. Становление рудно-магматической системы Аксугского месторождения, по [Забелин, 1992], происходило длительное время: формирование интрузивных пород, метасоматитов и руд началось до девона, а завершилось не ранее среднего девона. На геологических картах [Государственная ..., 2012] магматические образования Аксуга и рудопроявления этого типа в Северо-Восточной Туве выделены как аксугский комплекс раннедевонского возраста.

С целью уточнения возраста магматизма и оруденения ранее были проведены Re–Os и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования. По трем Re–Os анализам молибденита месторождения Аксуг получены следующие датировки: 511 ± 2, 516 ± 2, 518 ± 2 млн лет [Berzina et al., 2003]. Близкие к последним двум датировкам Re–Os возрасты (517.3 ± 3 и 517.4 ± 3 млн лет) молибденита Аксуга приведены в статье [Pollard et al., 2017]. Согласно геохронологическим определениям Re–Os возраст оруденения месторождения соответствует верхней половине раннего кембрия.

По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (по амфиболу, плагиоклазу и серициту) фиксируется широкий временной диапазон развития магматизма на Аксуге и молодой возраст оруденения. Становление гранитоидов, вмещающих рудоносные порфировые интрузии, произошло в интервале ~532—462 млн лет. Эндогенная активность на этапе формирования малых интрузий и оруденения проявилась в интервале ~404—324 млн лет [Сотников и др., 2003]. При этом авторы приведенной статьи отмечают омоложение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок магматических образований при наложении на них поздних процессов. Более древние Re–Os датировки оруденения относительно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценок предшествующих магматитов свидетельствуют о влиянии поздних процессов на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопную систему малых интрузий и вмещающих их гранитоидов. Предполагается, что нарушение изотопной системы произошло в связи с внедрением дайкообразных тел гранитов и аплитов на месторождении и крупных интрузий аналогичного состава за пределами месторождения, выделяемых на карте [Государственная..., 2012] как бреньский комплекс дискуссионного возраста (ранний девон или поздний ордовик). Дайки лейкогранитов и аплитов пересекают основную Cu–Mo-порфировую штокверковую минерализацию и содержат бедную прожилковую и гнездовую пирит-халькопиритовую минерализацию [Сотников и др., 2003]. Интервал $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по калишпату и плагиоклазу лейкогранитов составляет ~336—324 млн лет, он перекрывается с интервалом наиболее молодых датировок метасоматически преобразованных порфиров малых интрузий.

В настоящей статье представлены первые результаты U-Pb геохронологических определений по цирконам магматических пород месторождения Аксуг. Полученные U-Pb датировки, включая магматиты, предшествующие оруденению, оказались несколько моложе Re-Os датировок молибденита, что противоречит геологическим взаимоотношениям. Согласно U-Pb изотопному датированию, рассчитанный конкордантный возраст циркона гранитоидов плутона соответствует среднему кембрию, рудоносных порфиоров — рубежу среднего и позднего кембрия. Эти данные свидетельствуют о связи крупномасштабного Cu-Mo оруденения порфиорового типа Тувы с кембрийским магматизмом. Ниже рассматриваются возможные причины «омоложения» U-Pb датировок магматитов Аксугского плутона и малых рудоносных интрузий.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Медно-молибденовое месторождение Аксуг находится на южном склоне Восточного Саяна в его сочленении с Западным Саяном по зоне Кандатского разлома. Район месторождения расположен в Хамсаринской зоне, сегменте протяженного пояса венд-раннекембрийских островодужных комплексов, сформировавшихся в Алтае-Саянской области при субдукции Палеоазиатского океана [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Рудный район находится на сочленении Кандатской сутуры (разлома) с Даштыгойским грабеном рифтогенного типа и соприкасается с грабеном по тектоническому нарушению (Челдезрикскому региональному разлому) (рис. 1). Грабен выполнен вулканитами кендейской свиты дискуссионного возраста (O_3 или D_1) и несогласно залегающими на них терригенными образованиями атакшильской свиты (D_2) [Государственная..., 2012]. Кендейская свита представлена эффузивами преимущественно среднего и основного состава. Субвулканические образования кендейской свиты сложены габбро, кварцевыми, риолитовыми и риодацитовыми порфирами, образующими дайки, штоки и экструзии. С этими образованиями некоторые исследователи сопоставляют породы рудного поля [Государственная..., 2000]. Восточнее рудного района расположен крупный Кадыр-Осский гранитоидный массив таннуольского комплекса (E_2), формирование которого связывают с аккреционно-коллизийным этапом развития региона [Руднев, 2013].

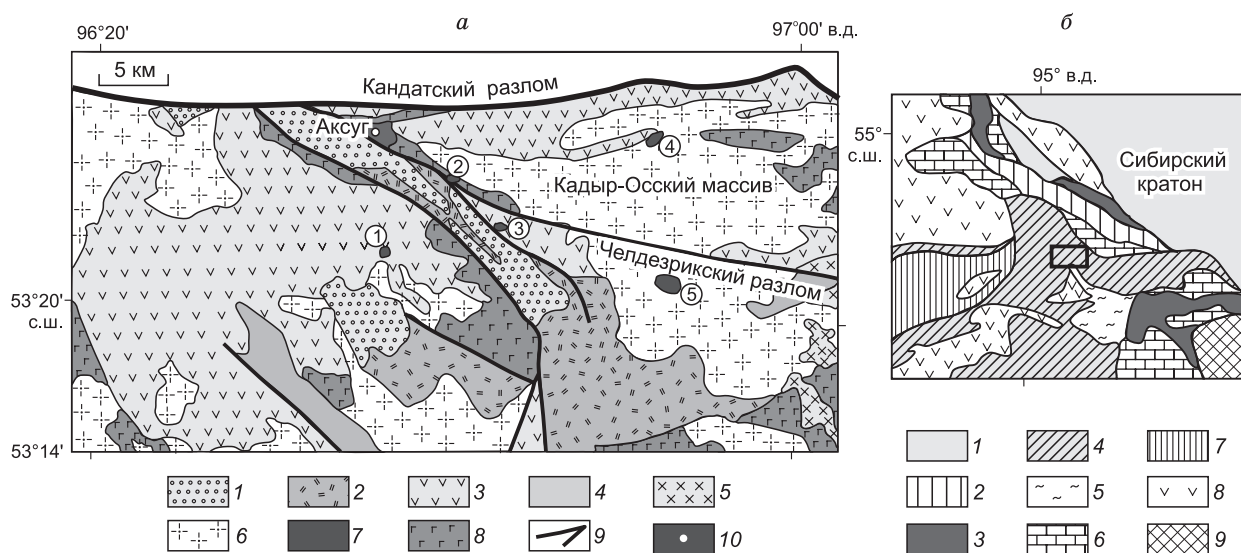


Рис. 1. Геологическая схема Северо-Восточной Тувы (с упрощением), по [Государственная..., 2012] (а), и положение месторождения Аксуг (б).

а — стратифицированные образования: 1 — терригенные образования атакшильской свиты (D_2), 2 — вулканогенно-осадочные образования кендейской свиты ($D_1:O_3$), 3 — вулканогенно-осадочные образования хамсаринской свиты (E_1), 4 — осадочно-метаморфические породы билинской свиты (RF₃); интрузивные образования: 5 — бреньский сиенит-граносиенит-гранитовый комплекс ($D_1:O_3$), 6 — таннуольский гранодиорит-плагиигранитовый комплекс (E_2), 7 — аксугский габбро-плагиигранит-диоритовый комплекс ($E_{1,2}$), 8 — хойтоокинский пироксенит-габбровый комплекс ($E_{1,2}$); 9 — тектонические нарушения, 10 — местоположение месторождения Аксуг. Цифрами на карте показаны рудопроявления Cu и Mo, 1 — Кадыр-Ойское, 2 — Верхнедаштыгойское, 3 — Биче-Кадыр-Осское, 4 — Даштыгское, 5 — Улуг-Кадыр-Осское.

б — показано положение рассматриваемой территории (выделено прямоугольником) на тектонической схеме восточной части Алтае-Саянской области (с упрощением, по [Оболенский и др., 1999]): 1 — Сибирский кратон, AR-PR₂; 2 — Дербинский террейн пассивной континентальной окраины, PR₃; 3 — аккреционно-субдукционные зоны, PR₃; 4 — островная дуга, V-C; 5 — глубоководный прогиб континентальной окраины, V-PZ₁; 6 — мелководные задуговые прогибы, PR₃-C₂; 7 — карбонатно-обломочные отложения (включая турбидиты континентальных окраин), V-PZ₂; 8 — вулканогенно-осадочные породы континентальной окраины, PZ₂; 9 — метаморфический террейн.

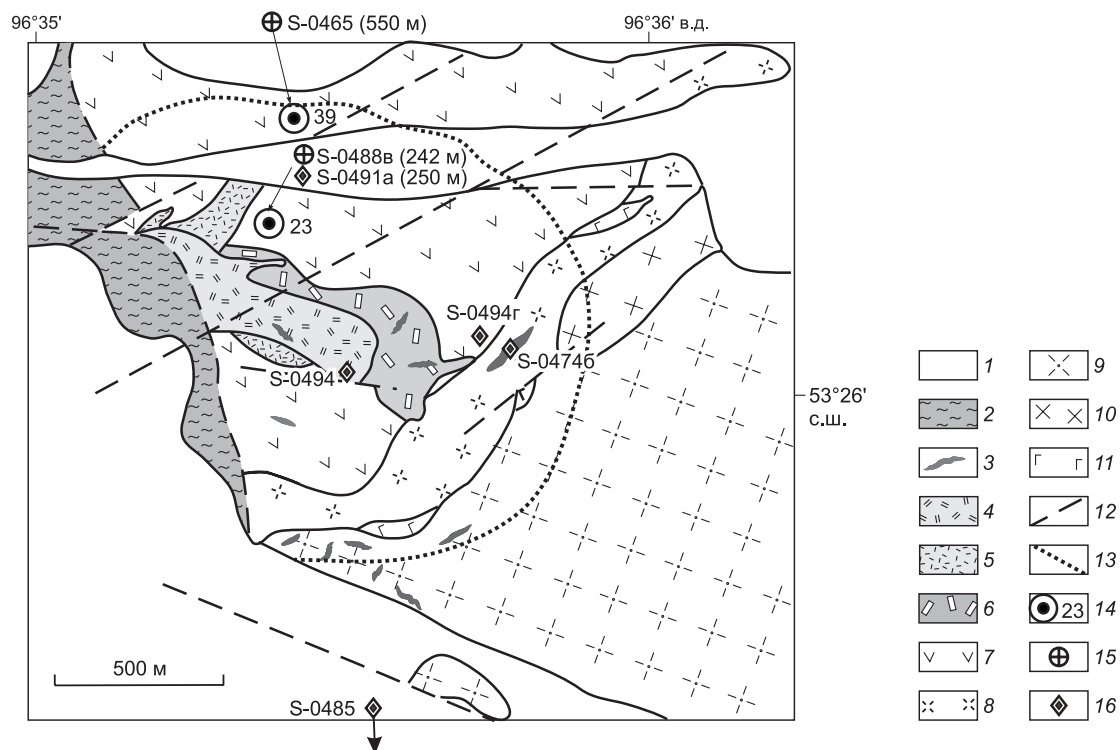


Рис. 2. Геологическая схема Cu-Мо-порфирового месторождения Аксуг (с упрощением, по [Добрянский и др., 1992]).

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения среднего девона; 3 — дайки гранодиоритов, лейкогранитов, аплитов; 4 — тоналит-порфиры II; 5 — тоналит-порфиры I; 6 — порфиroidные тоналиты; 7 — тоналиты; 8 — роговообманковые кварцевые диориты; 9 — пироксен-роговообманковые кварцевые диориты; 10 — диориты; 11 — габбро; 12 — тектонические нарушения; 13 — контур рудного штокверка; 14 — место расположения скважин; 15 — место отбора молибдена на Re-Os датирование; 16 — место отбора пробы на U-Pb датирование.

Месторождение Аксуг локализовано в одноименном плутоне аксугского габбро-плагиогранит-диоритового комплекса, с которым ассоциирует ряд Cu-Мо-порфировых рудопроявлений. Аксугский плутон (площадь около 12 км²) пересекает пироксенит-габбровую интрузию хойтоокинского комплекса. Интрузия прорывает отложения хамсаринской свиты нижнего кембрия и пересекается гранитоидами таннуольского комплекса, среднекембрийский возраст которого установлен радиологически. По этим геологическим данным, возраст хойтоокинского комплекса принимается как ранний или средний кембрий [Государственная..., 2012]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировка (532 млн лет) габброидов [Сотников и др., 2003] соответствует раннему кембрию.

Аксугский плутон локализован на пересечении Даштыгойского грабена северо-западного направления с зоной интенсивной трещиноватости субширотного Аксугского разлома. Плутон (плутоногенный комплекс) сложен полнокристаллическими преимущественно среднезернистыми породами, вмещающими штоко- и дайкообразные тела (рудоносный комплекс) порфировых пород, с которыми пространственно и во времени ассоциирует Cu-Мо оруденение (рис. 2).

Плутон сложен породами двух ассоциаций: габброидной и гранитоидной. Габброидная ассоциация представлена габбро, габбро-диоритами и пироксен-амфиболовыми диоритами. Гранитоидная ассоциация включает кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты. Породы пропилитизированы, содержат вкрапленность пирита и халькопирита. Концентрация сульфидов возрастает по направлению к центральной части месторождения.

Малые интрузии рудоносного комплекса расположены в центре месторождения. Они сложены мелкосреднезернистыми кварцевыми диоритовыми порфирами, порфиroidными тоналитами и тоналит-порфирами. Выделяются два эпизода внедрения тоналит-порфиров: ранние порфиры I и поздние порфиры II. Породы участками пропилитизированы, но в основном подвергнуты кварц-серицитовому изменению и вмещают основную массу промышленного оруденения.

Магматизм месторождения завершается проявлением поздних даек лейкогранитов и аплитов, которые пересекают основную Cu-Мо-порфировую штокверковую минерализацию. С этими дайками ассоциирует малообъемная прожилковая и гнездовая пирит-халькопиритовая минерализация.

Породы плутона и рудоносных малых интрузий относятся к известково-щелочной серии пониженной щелочности с доминированием натрия над калием. Поздняя магматическая ассоциация представлена лейкогранитами и аплитами высоко-К известково-щелочной серии.

Выделяются два типа гидротермального изменения: кварц-серицитовый и кварц-калишпатовый. Первый тип гидротермального изменения связан со становлением рудоносных малых интрузий, которые подверглись преобразованию в наибольшей степени. Широко проявившийся второй тип изменения ассоциирует с внедрением многочисленных даек поздней магматической ассоциации. Этот тип гидротермального изменения при наложении на габброиды и тоналиты сопровождался формированием жильобразных сиенито- и гранодиорит-подобных пород. Наложение кварц-калишпатового изменения на рудоносные малые интрузии привело к выщелачиванию металлов с последующим переотложением, сопровождающимся проявлением бедной рудной минерализации [Сотников и др., 2003].

При исследовании цирконов использованы наименее измененные породы. Однако во всех породах плутона и малых интрузий плагиоклаз сосюртитизирован, роговая обманка частично замещена хлоритом, серицитом и карбонатом.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для геохронологических исследований были использованы мономинеральные фракции циркона из наиболее представительных пород Аксугского плутона, малых интрузий и вмещающих их габброидов хойтоокинского комплекса. Изучение цирконов проведено в Центре изотопных исследований ВСЕ-ГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург (аналитик Н.В. Родионов). Определения U-Pb изотопных составов выполнены по единичным зернам циркона на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. В качестве стандарта использованы цирконы TEMORA [Black et al., 2003] и 91500 [Wiedenbeck et al., 1995]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программ SQUID и ISOPLOT [Ludwig, 2009, 2012]. Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1σ , а вычисленных конкордантных и средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов — на уровне 2σ . Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов приведены в табл. 1.

Для получения Re-Os изотопного возраста были отобраны две пробы молибденита из керна скважин 23 (пр. S-0488в, 242 м) и 39 (пр. S-0465, ~550 м), пробуренных при проведении поисково-оценочных работ 1966—1981 гг. в северной части месторождения Аксуг. Проба S-0465 представлена молибденитом ранней генерации из тонких (до 5 мм) молибденит-карбонат-кварцевых прожилков в серицитизированных тоналитах. Проба проанализирована 2 раза. Проба S-0488в представлена молибденитом поздней генерации из мономинеральных тонких швов (<1 мм) в серицитизированных тоналит-порфирах I.

Изотопный Re-Os анализ молибденита проводился в Центре изотопных исследований AIRIE (Applied Isotope Research for Industry and the Environment) в Университете Колорадо, США под руководством Х. Стейн (аналитик А. Зиммерман) [Berzina et al., 2003]. Методика анализа подробно описана в работе [Stein et al., 2001]. Для определения концентраций Re и Os и отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ использовался метод изотопного разбавления. Навески образцов 10—40 мг вместе с рассчитанным количеством трассеров-растворов, содержащих обогащенные изотопы ^{185}Re и ^{190}Os , помещались в трубки Кариуса. Затем добавлялась смесь концентрированных кислот HCl-HNO_3 в соотношении 1:3. Пробы разлагались в толстостенных стеклянных ампулах при температуре 230 °C в течение 12 ч. Из полученного раствора Os выделялся бромовой экстракцией и микродистилляцией. Для извлечения Re применялся анионный обмен. Re и Os наносили на Pt-ленту, и изотопный анализ проводился методом термоионизационной масс-спектрометрии в режиме отрицательных ионов (NTIMS) на магнитно-секторном масс-спектрометре NBS. Измерения контролировались по двум внутрिलाбораторным стандартам, откалиброванным в AIRIE [Markey et al., 1998]. Аналитические бланки (холостой анализ) для Re и ^{187}Os не превышали 10 и 3 пг соответственно, и не влияли на измеряемые отношения.

Для сравнения также использованы недавно опубликованные данные по Re-Os датированию молибденитов месторождения Аксуг, полученные с помощью метода NTIMS в Университете штата Аризона, США [Pollard et al., 2017]. Данные по Re-Os возрасту молибденитов Аксуга [Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017] приведены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучались цирконы из тоналитов Аксугского плутона, тоналит-порфиров I и тоналит-порфиров II рудоносных малых интрузий, поздних (пострудных) лейкогранитов, а также из габбро-диоритов хойтоокинского комплекса.

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из магматитов хойтоокинского комплекса, Аксугского плутона, рудоносных малых интрузий и пострудной дайки

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (1)	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (1)	±%	Rho
		г/г											
1	2	3		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Хойтоокинский комплекс													
Габбро-диорит (пр. S-0485)													
1	0.37	176	43	0.25	12.5	510.8 ± 4.8	0.0571	3.2	0.650	3.4	0.0825	1.0	0.288
2	0.16	114	25	0.23	7.93	503.2 ± 4.9	0.0583	3.0	0.653	3.1	0.0812	1.0	0.324
3	0.16	408	180	0.46	28.5	503 ± 3.3	0.0566	1.9	0.633	2.0	0.0812	0.7	0.337
4	0.07	941	524	0.58	65.6	502.7 ± 2.1	0.0572	1.0	0.640	1.1	0.0811	0.4	0.384
5	0.13	877	550	0.65	61.1	502 ± 2.2	0.0568	1.3	0.634	1.3	0.0810	0.5	0.339
6	0.10	384	101	0.27	27.0	505.9 ± 3.4	0.0585	1.7	0.659	1.8	0.0817	0.7	0.390
7	0.05	1579	1471	0.96	110	501.6 ± 2.1	0.0572	0.8	0.638	0.9	0.0809	0.4	0.479
8	0.00	787	538	0.71	54.4	499.2 ± 2.5	0.0577	1.0	0.641	1.2	0.0805	0.5	0.455
9	0.06	423	200	0.49	29.8	507.4 ± 2.8	0.0575	1.5	0.649	1.6	0.0819	0.6	0.363
10	0.00	562	127	0.23	39.5	506.7 ± 2.5	0.0575	1.2	0.649	1.4	0.0818	0.5	0.385
Аксугский плутон													
Тоналит (пр. S-0494г)													
1	0.00	563	129	0.24	40.6	519.9 ± 8.5	0.0589	1.7	0.677	2.4	0.0840	1.7	0.709
2	0.10	337	111	0.34	23.2	495.2 ± 8.4	0.0562	2.4	0.619	3.0	0.0799	1.8	0.592
3	0.00	211	63	0.31	14.5	495.8 ± 8.8	0.0566	2.6	0.624	3.2	0.0800	1.9	0.574
4	0.10	365	107	0.30	25.3	500.2 ± 8.4	0.0568	2.2	0.632	2.8	0.0807	1.8	0.626
5	0.24	590	239	0.42	41.0	500.3 ± 8.2	0.0568	2.2	0.632	2.8	0.0807	1.7	0.619
6	0.03	766	212	0.29	54.2	510.3 ± 8.3	0.0566	1.5	0.643	2.3	0.0824	1.7	0.744
7	0.30	861	278	0.33	60.5	505.7 ± 8.1	0.0576	1.7	0.648	2.4	0.0816	1.7	0.693
8	0.16	467	85	0.19	32.7	504.1 ± 8.4	0.0566	2.5	0.634	3.1	0.0813	1.7	0.570
9	0.20	619	182	0.30	43.1	501.3 ± 8.4	0.0570	2.0	0.635	2.6	0.0809	1.7	0.662
10	0.11	996	366	0.38	70.6	510.7 ± 8.2	0.0575	1.5	0.654	2.3	0.0825	1.7	0.741
Рудоносные малые интрузии													
Тоналит-порфир I (пр. S-0491a)													
1	0.32	107	29	0.28	7.47	500.4 ± 9.7	0.0553	5.7	0.616	6.1	0.0807	2.0	0.331
2	0.11	173	27	0.16	12.2	508.7 ± 9	0.0568	3.0	0.643	3.5	0.0821	1.8	0.525
3	0.00	69	13	0.19	4.81	501 ± 11	0.0576	5.2	0.641	5.7	0.0808	2.3	0.412
4.1	0.03	629	227	0.37	43.8	502.5 ± 8.3	0.0578	1.5	0.646	2.3	0.0811	1.7	0.749
4.2	0.30	88	20	0.23	6.2	506 ± 10	0.0554	5.0	0.624	5.5	0.0816	2.1	0.392
5	0.17	410	200	0.50	28.1	494.3 ± 8.2	0.0569	2.3	0.625	2.9	0.0797	1.7	0.604
6	0.00	76	23	0.31	5.28	502 ± 12	0.0596	4.2	0.666	4.8	0.0810	2.4	0.495
7	0.53	114	34	0.31	7.98	504 ± 10	0.0556	5.9	0.623	6.2	0.0813	2.1	0.331
8	0.32	288	95	0.34	19.9	498.4 ± 8.9	0.0569	3.1	0.630	3.6	0.0804	1.9	0.508
9	0.24	195	80	0.42	13.3	492.6 ± 8.9	0.0552	3.5	0.604	4.0	0.0794	1.9	0.471
Тоналит-порфир II (пр. S-0494)													
1	0.74	60	11	0.18	4.22	504 ± 11	0.0533	11	0.598	11	0.0813	2.4	0.210
2	0.33	109	15	0.14	7.65	503 ± 11	0.0582	5.2	0.651	5.7	0.0812	2.2	0.395
3	0.00	170	43	0.26	11.7	496.3 ± 9.4	0.0565	3.1	0.623	3.6	0.0800	2.0	0.541
4	0.10	291	149	0.53	20.9	515.3 ± 9	0.0587	2.8	0.674	3.4	0.0832	1.8	0.541
5	0.72	143	38	0.27	10.1	507 ± 9.8	0.0554	6.8	0.625	7.1	0.0818	2.0	0.284
6	0.24	146	34	0.24	9.82	486.1 ± 9	0.0584	4.1	0.631	4.5	0.0783	1.9	0.429
7	0.52	75	12	0.17	5.13	489 ± 10	0.0550	7.4	0.598	7.7	0.0789	2.2	0.288
8	0.57	90	16	0.18	6.24	498 ± 11	0.0526	7.2	0.582	7.5	0.0804	2.2	0.293
9	0.00	109	25	0.24	7.47	493 ± 11	0.0591	4.2	0.647	4.8	0.0794	2.3	0.472
10	0.45	122	27	0.23	8.53	501 ± 9.7	0.0546	5.2	0.609	5.6	0.0808	2.0	0.362

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Пострудная дайка													
Лейкогранит (пр. S-04746)													
1	0.15	120	29	0.25	8.66	520 ± 5	0.0562	3.0	0.651	3.1	0.0840	1.0	0.318
2	0.07	451	166	0.38	32.2	513.7 ± 2.8	0.0570	1.5	0.651	1.6	0.0829	0.5	0.353
3	0.41	115	25	0.23	8.23	514.2 ± 5.1	0.0566	4.0	0.648	4.2	0.0830	1.0	0.248
4	0.55	147	42	0.29	10.4	509.7 ± 5.2	0.0555	4.0	0.629	4.1	0.0823	1.1	0.257
5	0.33	184	56	0.32	12.7	499.1 ± 3.9	0.0553	3.7	0.614	3.8	0.0805	0.8	0.217
6	0.00	71	12	0.17	5.11	518.1 ± 6.3	0.0576	3.3	0.665	3.6	0.0837	1.3	0.355
7	0.45	94	21	0.23	6.77	514.8 ± 5.7	0.0561	5.1	0.643	5.3	0.0831	1.2	0.221
8	0.38	126	38	0.31	8.74	496.9 ± 4.7	0.0561	3.6	0.620	3.8	0.0801	1.0	0.263
9	0.22	186	59	0.33	13.1	505.6 ± 3.9	0.0585	2.4	0.658	2.5	0.0816	0.8	0.322
10	0.19	99	20	0.21	6.81	497.4 ± 5.2	0.0555	5.0	0.614	5.1	0.0802	1.1	0.211

Примечание. Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. (1) — поправка на обыкновенный свинец введена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибка калибровки стандарта TEMORA не превышает 0.4% для проб S-0485, S-04746 и 0.65% для проб S-0494г, S-0491а и S-0494. Погрешности приведены на уровне интервала 1σ. RHO — коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

S-0485. Габбро-диорит (хойтоокинский комплекс). Исследованные цирконы представлены светло-розовыми прозрачными и полупрозрачными суб- и идиоморфными, трещиноватыми кристаллами, обломками или бесформенными зернами размером до 300 мкм (рис. 3, а). В отдельных зернах проявлена осцилляторная зональность, в других она отсутствует или выражена нечетко. В некоторых зернах, по-видимому, вследствие преобразования, отмечается грубая контрастная зональность с чередованием светлых и темных полос в катодолюминесцентных лучах (КЛ) (зерно 2), волнистые границы (зерно 3), криволинейная, извилистая зональность (зерно 7), наличие прожилков с белым оттенком в КЛ (зерна 4, 5). Большинство зерен однородно темноокрашенные в КЛ. Концентрации U и Th варьируют от 114 до 1579 и от 25 до 1471 г/т соответственно. Отношения ²³²Th/²³⁸U составляют 0.23—0.96. По десяти точкам получен конкордантный возраст 503 ± 2 млн лет, СКВО = 0.03 (рис. 4, а).

S-0494г. Тоналит Аксугского плутона. Цирконы представлены в основном полупрозрачными обломками кристаллов бледно-розового цвета размером до 250 мкм (см. рис. 3, б). Ростовая зональность часто нечеткая, неконтрастная или отсутствует. В КЛ циркон проявляет тусклое свечение. В отдельных зернах отмечаются участки преобразования, отличающиеся белым оттенком в КЛ (зерна 3, 5, 7). Содержания U и Th в цирконах из этой пробы составляют 211—966 и 63—366 г/т соответственно. ²³²Th/²³⁸U отношение варьирует от 0.19 до 0.42. Датировки отдельных зерен варьируют от 495 ± 8 до 520 ± 9 млн лет. Конкордантный возраст по десяти зернам составляет 504 ± 5 млн лет, СКВО = 0.37 (см. рис. 4, б).

S-0491а. Тоналит-порфир I рудоносных малых интрузий. Цирконы этой пробы представлены прозрачными кристаллами призматической и дипирамидально-призматической формы светло-розового цвета размером до 300 мкм (см. рис. 3, в). Встречаются кристаллы сложного строения — с темными незональными ядрами и светлыми в КЛ каймами в размытой зональностью (см. рис. 3, в, зерно 2) или слабозональными (зерна 4, 8). В цирконах присутствуют включения минералов (их состав не анализировался), вокруг которых наблюдаются люминесцирующие оторочки (зерна 1, 5, 6). Зерно 5 представлено обломком кристалла, внутренняя часть которого, по-видимому, преобразована и характеризуется темной неравномерно-пятнистой окраской в КЛ. В режиме обратноотраженных электронов видно, что из краевой части кристалла к темной внутренней части подходят трещины, которые могли служить путями проникновения флюидов. Зерно 9 характеризуется нарушенной зональностью, которая в нижней части зерна несогласно перекрывается люминесцирующими светлыми в КЛ участками. По этим двум зернам (5, 9) получены минимальные датировки для данной пробы.

Возрасты, определенные по ядру и кайме циркона сложного строения (точки 4.1 и 4.2), близки, их различия не выходят за пределы аналитической погрешности.

Содержания U в десяти проанализированных цирконах варьируют от 69 до 629 г/т (среднее 215 г/т), Th — от 13 до 227 г/т (среднее 75 г/т). Отношение ²³²Th/²³⁸U составляет 0.16—0.50 (среднее 0.31). Центральные части кристаллов или ядра в целом характеризуются более высокими значениями Th/U (0.16—0.50) по сравнению с краевыми зонами (0.19-0.31). Содержание U и Th в центральных час-

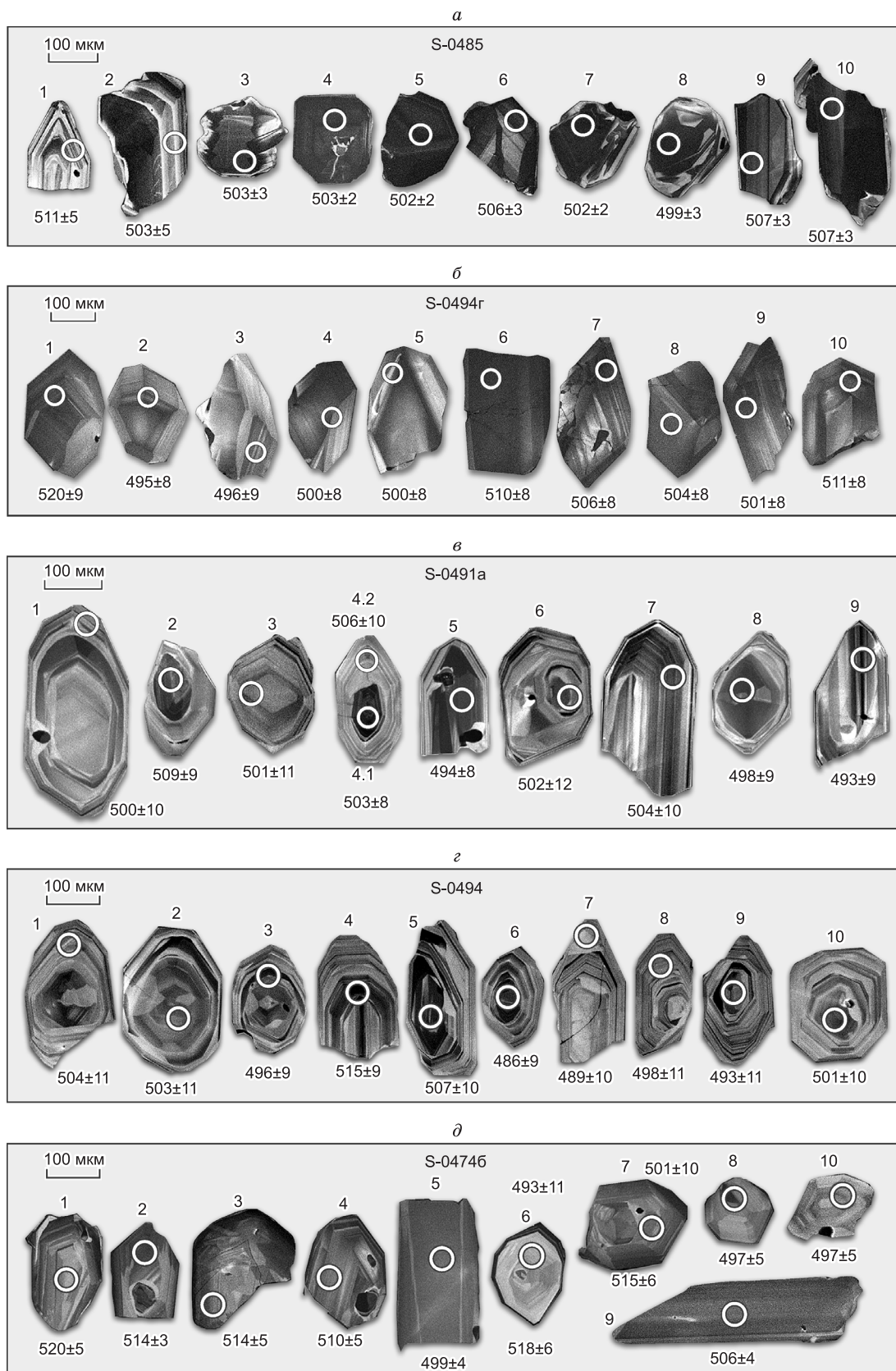


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения цирконов из габброидов хойтоокинского комплекса (*a*); тоналитов Аксугского плутона (*б*); рудоносных малых интрузий: тоналит-порфиров I (*в*) и тоналит-порфиров II (*г*); пострудных лейкогранитов (*д*).

Показан $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет). Номера зерен соответствуют табл. 1.

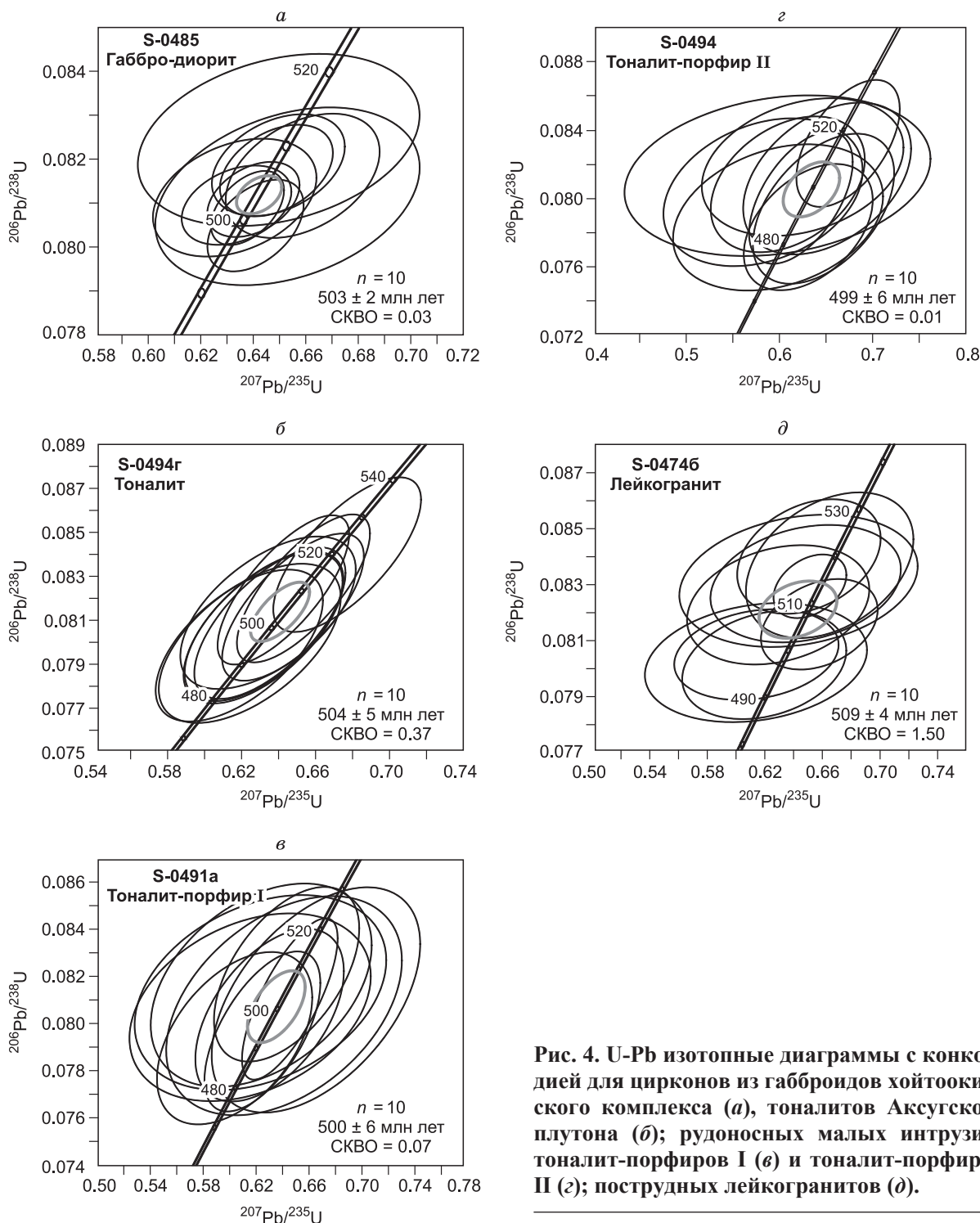


Рис. 4. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из габброидов хойтоокин-ского комплекса (а), тоналитов Аксугского плутона (б); рудоносных малых интрузий: тоналит-порфиров I (в) и тоналит-порфиров II (г); пострудных лейкогранитов (д).

тях и ядрах варьируют от 173 до 629 и от 27 до 227 г/т соответственно. В краевых частях они снижаются и составляют 69—114 и 13—34 г/т.

Возраст единичных зерен варьирует от 493 ± 9 до 509 ± 9 млн лет. Конкордантный возраст по десяти точкам составил 500 ± 6 млн лет, СКВО = 0.07 (см. рис. 4, в).

S-0494. Тоналит-порфир II рудоносных малых интрузий. Циркон представлен прозрачными призматическими и дипирамидально-призматическими кристаллами и их обломками размером до 300 мкм бледно-розового цвета (см. рис. 3, г). Кристаллы характеризуются наличием зональности, некоторые содержат крупные ядра размером > 150 мкм изометричной формы с секториальной зональностью (см. рис. 3, г, зерна 1, 2, 3) или более мелкие вытянутые ядра темного оттенка в КЛ (зерна 6, 9),

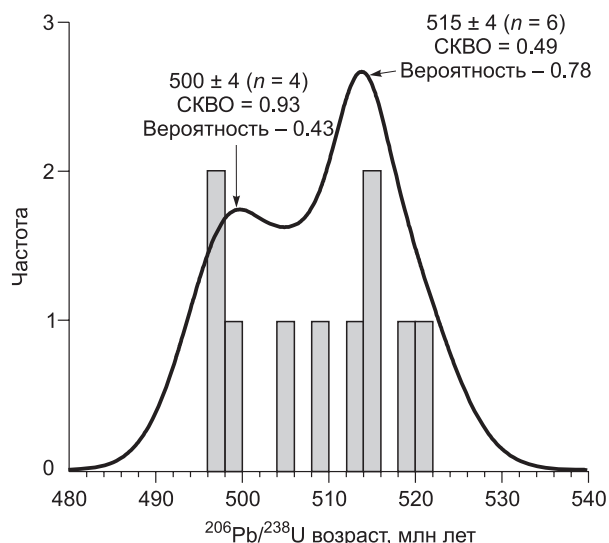
Рис. 5. Гистограмма и кривая распределения плотности вероятности возрастов единичных зерен цирконов из лейкогранита S-04746.

При построении графика использована программа Isoplot 3.75 [Ludwig, 2012]. n — количество образцов.

датировки которых с учетом погрешности перекрываются с датировками краевых частей кристаллов этой пробы. В зерне 7 в пирамидальной части кристалла отмечается участок предположительно новообразованного незонального циркона светло-серого в КЛ цвета, который срезает ростовую зональность первичного циркона. Датировка этого участка составила 489 ± 10 млн лет. Подобные осветленные незональные участки, секущие ростовую зональность отмечаются также в нижних краевых частях зерен 6 и 8. Внешняя часть зерна 6 характеризуется грубой контрастной в КЛ зональностью с нечеткими, размытыми границами между зонами. Образование бесструктурных темных и светлых (в КЛ) оболочек вокруг ядра в зерне 2, возможно, связано с воздействием флюидов.

Содержания U, Th и отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируют от 60 до 291, от 11 до 149 г/т и от 0.14 до 0.53 соответственно. Как и в тоналит-порфирах I, в этой пробе присутствуют кристаллы, внутренние зоны которых характеризуются повышенными Th/U, а также содержаниями U и Th по сравнению с краевыми. Отношение Th/U во внутренних и краевых зонах от 0.14 до 0.53 и 0.17—0.18. Концентрации U и Th во внутренних зонах находятся в пределах 109—291 и 15—149 г/т соответственно, в краевых — 60—90 и 11—16 г/т. Датировки десяти зерен этой пробы варьируют от 486 ± 9 до 515 ± 9 млн лет, конкордантный возраст по ним составил 500 ± 6 млн лет, СКВО = 0.01 (см. рис. 4, з).

S-04746. Пострудный лейкогранит. Цирконы представлены призматическими, дипирамидальными прозрачными и полупрозрачными кристаллами и обломками размером от 100 до 400 мкм бледно-розового цвета (см. рис. 3, д). Отмечается значительный разброс индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (от 497 ± 5 до 520 ± 5 млн лет). Конкордантный возраст по десяти точкам составляет 509 ± 4 млн лет и характеризуется относительно большим СКВО (1.5) и низкой величиной вероятности конкордантности (0.22) (см. рис. 4, д). Предполагается, что эта проба содержит как магматический циркон, образовавшийся при кристаллизации лейкогранита, так и ассимилированный. На гистограмме распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов цирконы из лейкогранитов характеризуются бимодальным распределением (рис. 5). Средневзвешенный возраст по шести зернам с наиболее древними датировками составляет 515 ± 4 млн лет. По морфологии, характеру люминесценции, содержаниям U и Th эти зерна близки цирконам из тоналитов и тоналит-порфиров, вмещающих лейкограниты. Содержания U в них варьируют от 71 до 451, Th от 12 до 166 г/т, величина $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ от 0.17 до 0.38. По четырем зернам с минимальными датировками получен средневзвешенный возраст 500 ± 4 млн лет, который предположительно отражает время кристаллизации лейкогранитов. В этих зернах концентрации U составляют 99—186, Th 20—59 г/т, величина $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 0.21—0.33.



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопная геохронология и влияние наложенных процессов на результаты датирования

В легендах геологических карт [Государственная..., 2000, 2012] возраст Аксугского массива обозначен как раннедевонский. Этой точки зрения придерживается большинство исследователей. Раннедевонский возраст обосновывается геологическими данными: наличием гальки оруденелых порфировидных гранодиоритов в конгломератах атакшильской свиты среднего девона, а также прорыванием пород беллыкского комплекса среднего ордовика [Государственная..., 2012]. Раннедевонский возраст руденосных малых интрузий согласуется с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками (404—401 млн лет) порфиров [Сотников и др., 2003]. Согласно этим авторам, интервал $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок плутоногенных пород, предшествующих малым интрузиям, составляет 500—460 млн лет. Следует отметить, что исследователи [Попов и др., 1988] отмечали в Аксугском рудном районе проявление медно-порфировой минерализации в ассоциации с нижнекембрийскими вулканитами.

Девонский возраст малых интрузий и оруденения месторождения Аксуг не подтверждается Re-Os датировками молибденита 518, 516, 511 млн лет [Berzina et al., 2003] и 517 млн лет [Pollard et al., 2017] (табл. 2), а также U-Pb датировками по цирконам (настоящая статья).

С учетом погрешностей аналитических методов датировки магматических пород (U-Pb) и оруденения (Re-Os) месторождения Аксуг относительно близки [Берзина и др., 2017]. Тем не менее конкордантные U-Pb возрасты цирконов из магматических пород Аксуга (как дорудных, так и внутрирудных) несколько моложе Re-Os возраста оруденения. Так, конкордантный U-Pb возраст циркона габбро-диоритов хойтоокинского комплекса (S-0485), вмещающих Аксугский плутон, составляет 503 ± 2 млн лет (см. рис. 4, а). Эта возрастная оценка не согласуется как со значительно более древней $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкой по амфиболу (532 ± 3 млн лет) из этой же пробы [Сотников и др., 2003], так и с Re-Os возрастом наложенной рудной минерализации. Конкордантные U-Pb возрасты цирконов из пород Аксугского плутона составляют: тоналитов 504 ± 5 , тоналит-порфиров 500 ± 6 и 499 ± 6 млн лет (см. рис. 4, б—г). Согласно этим данным, возраст пород плутона и рудоносных малых интрузий моложе Re-Os возраста оруденения, что противоречит их геологическим возрастным взаимоотношениям.

Совпадение Re-Os датировок по молибдениту ранней генерации, полученных для разных образцов молибденитов месторождения Аксуг в разных лабораториях (табл. 2), может служить критерием надежности полученных результатов. Более молодые конкордантные U-Pb возрасты цирконов из габбро-диоритов хойтоокинского комплекса, тоналитов и тоналит-порфиров относительно Re-Os датировок, а также проявленные в цирконах вторичные изменения позволяют предположить, что омоложение U-Pb датировок могло быть вызвано наложением на магматические породы поздних термофлюидных процессов.

Циркон химически и физически устойчив в большинстве коровых и верхнемантийных условиях, вследствие чего он является наиболее важным инструментом определения возраста и происхождения магматических образований. Однако многими исследованиями показано, что воздействие остаточных расплавов и водно-солевых флюидов вызывает в минерале локальные преобразования [Bomparola et al., 2007; Geisler et al., 2007; Kusiak et al., 2009; Schneider et al., 2012; Ayers et al., 2012; Алексеев и др., 2013; Сальникова и др., 2014; Van Lankvelt et al., 2016; и др.]. При этом в магматических цирконах под воздействием флюидов могут развиваться вторичные структуры. Отмечалось замещение первичной зональности незональными участками. Проявлялась размытая, нечеткая осцилляционная зональность, а также криволинейная зональность, осветленные участки в КЛ, образование гомогенных (темных в КЛ) и люминесцирующих областей вокруг ядер [Pidgeon, 1992; Vavra et al., 1996, 1999; Pidgeon et al., 1998; Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Van Lankvelt et al., 2016; и др.]. Подобные структуры характерны для цирконов из магматитов месторождения Аксуг.

Предполагается, что преобразование циркона может происходить в результате твердофазной диффузии [Geisler et al., 2007] или растворения—пересадки [Pidgeon et al., 1998; Geisler et al., 2007] в присутствии флюидов или расплавов. Вторичные изменения часто наблюдаются в цирконе из гранитоидов и рассматриваются как результат воздействия флюидов на постмагматической стадии [Pidgeon, 1992; Pidgeon et al., 1998]. При этом, как свидетельствуют результаты экспериментов, первичная осцилляционная магматическая зональность может сохраняться в цирконах, преобразованных под воздействием флюида при температурах >600 °C [Geisler et al., 2007]. Подобные структуры с сохранившейся магматической зональностью также отмечаются и в цирконах, измененных под влиянием низкотемпературных флюидов [Geisler et al., 2003].

Современными петрологическими исследованиями установлено, что циркон не всегда ведет себя как закрытая система и изменение внутренней структуры и химического состава циркона обычно сопровождается нарушением U-Pb изотопной системы. В связи с этим внутри единичных зерен минерала

Таблица 2. Re-Os изотопные данные для образцов молибденита из руд месторождения Аксуг

Номер пробы	Re, г/т	^{187}Os , мг/т	Возраст, млн лет	Лит. ссылка
S-0488в	214.4	1151.6	511 ± 2	[Berzina et al., 2003]
S-0465	59.46	322.8	516 ± 2	»
S-0465	62.54	340.9	518 ± 2	»
8-5 256.9	100.77	548.59	517.3 ± 3	[Pollard et al., 2017]
5-3 440.5	204.16	1110.126	517.4 ± 3	»

Примечание. Возраст = $(1/\lambda)[\ln(^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re} + 1)]$. Для вычислений использована постоянная распада λ (^{187}Re) = $1.666 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$ [Smoliar et al., 1996]. Рассчитанный возраст включает все аналитические погрешности и погрешность ^{187}Re константы распада.

отмечаются разновозрастные датировки, которые могут свидетельствовать о воздействии на минерал более поздних эндогенных процессов. В такой ситуации не исключена ошибочная интерпретация U-Pb возрастов. Отмечалось также, что не всегда нарушение U-Pb системы сопровождается «стиранием» морфологических и химических меток магматического циркона, что также усложняет интерпретацию изотопных датировок [Vomparola et al., 2007; Kempe et al., 2015; и др.].

Преобразованные магматические цирконы, испытавшие флюидное воздействие, как правило, характеризуются пониженными значениями U-Pb возраста, который не соответствует времени образования, а отражает потерю свинца при каком-либо наложенном процессе. Так, например, при исследовании геохронологии цирконов из сильноизмененных позднепалеозойских гранитоидов в районе золоторудного месторождения Мурунтау (Узбекистан) авторы пришли к выводу, что U-Pb возраст, полученный по наименее измененным участкам кристаллов циркона с осцилляционной зональностью, отражает не возраст гранитоидов, а возраст наложенного процесса (альбитизации) [Kempe et al., 2015].

На Березитовом Au-полиметаллическом месторождении (Верхнее Приамурье) были проведены U-Pb изотопные исследования цирконов из рудоносных метасоматитов, наложенных на порфиридные граниты, и из неизмененных порфиридных гранитов, отобранных за пределами рудной зоны [(Вах и др., 2011)]. U-Pb изотопный возраст для порфиридных гранитов за пределами рудной зоны составил 344 ± 3 млн лет. Рассчитанный конкордантный возраст для цирконов из метасоматитов оказался несколько моложе (335 ± 5 млн лет) и, возможно, отражает возраст метасоматических процессов. Авторы отмечают, что цирконы из неизмененных гранитов и метасоматитов по морфологии и окраске однотипны и характеризуются тонкой ритмичной зональностью, характерной для цирконов магматического генезиса. Снижение U-Pb возраста циркона в метасоматически преобразованных породах на несколько миллионов лет по сравнению с возрастом циркона из аналогичных, но неизмененных пород отмечалось также на Березовском золоторудном поле (Средний Урал) и Рябиновом золото-сульфидном рудном поле (Центральный Алдан) [Прибавкин и др., 2013; Шатова и др., 2017]. При этом авторы отмечают, что кристаллы циркона из метасоматитов сохраняют морфологию и зональность, характерные для магматических цирконов.

Было показано также, что U-Pb изотопные системы могут отражать разновозрастные события в разных участках единичных кристаллов циркона, отвечающих разным стадиям его образования и преобразования [Grant et al., 2009].

Уменьшение концентрации U и Th при одновременном снижении Th/U в краевых зонах по мере роста кристалла, которое отмечается в цирконах тоналит-порфириров I и II месторождения Аксуг, не соответствует классическим представлениям о кристаллизационной дифференциации. При дифференциации распределение U и Th в зональном зерне примерно соответствует изменению их концентраций в расплаве. Такое распределение U и Th со снижением их концентраций к периферии могло быть вызвано взаимодействием кристалла с водным флюидом. Экспериментальными исследованиями установлено [Geisler et al., 2007], что при воздействии флюида может происходить замещение циркона химически более чистым, который содержит меньше примесных неформульных элементов (U, Th, Y, P, Ti) по сравнению с первичным цирконом. Отношение Th/U при этом также снижается, так как U легче входит в структуру циркона по сравнению с Th. Этот процесс происходит с сохранением формы кристалла аналогично псевдоморфозу и характеризуется потерей U, Th и Pb с полной перестройкой изотопной системы. В результате измеряемый возраст циркона будет соответствовать времени его преобразования при взаимодействии с флюидом [Geisler et al., 2007].

В большинстве проанализированных проб цирконов из магматитов месторождения Аксуг отмечаются отдельные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки, близкие к Re-Os оценке возраста ($518\text{--}511 \pm 2$ млн лет), и многочисленные более молодые датировки. В целом, если учитывать все $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ геохронологические данные по пяти проанализированным пробам цирконов Аксуга, на суммарной гистограмме предварительно можно выделить несколько возрастных группировок (рис. 6) с возрастом 520, 514—518, 509—511, 487—507 млн лет. На последний интервал приходится основной объем датировок (38 зерен). Остальные интервалы представлены единичными датировками.

Наиболее древняя датировка (520 млн лет) зафиксирована в цирконе тоналита S-0494г (см. рис. 3, б, зерно 1) и ассимилированном зерне минерала из лейкогранита S-0474б (см. рис. 3, д, зерно 1). Цирконы сходны по морфологическим особенностям свечения в КЛ. Они также характеризуются очень близкими величинами $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (0.24 и 0.25 в цирконе тоналита и лейкогранита соответственно). Средневзвешенный возраст по двум зернам 520 ± 9 млн лет (см. рис. 6), по-видимому, наиболее близко отражает время формирования тоналитов плутона.

Единичные зерна с возрастом 514—518 млн лет, представленные в основном ассимилированными кристаллами из лейкогранитов, вероятно, наиболее близко соответствуют возрасту проявления тоналит-порфириров I и связанной с ними ранней рудной минерализации с Re-Os возрастом $\sim 516\text{--}518$ млн лет. Ксеногенное зерно б из лейкогранита S-0474б (см. рис. 3, д) с возрастом 518 млн лет хотя и близко по

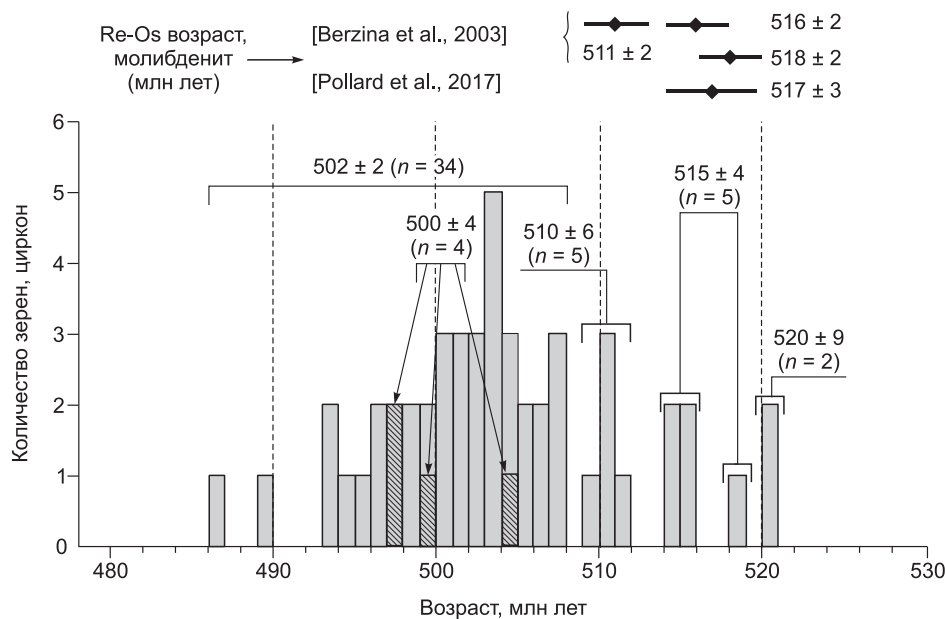


Рис. 6. Сводная гистограмма распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ SHRIMP-II датировок циркона из магматических пород Аксугского плутона, рудоносных малых интрузий, габбро-диоритов хойтоокинского комплекса и данные по Re-Os возрасту молибденита.

Цифрами показаны средневзвешенные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста циркона (млн лет). n — число анализов. Штриховкой показаны датировки магматического циркона пострудных лейкогранитов.

возрасту к зерну из тоналита S-0494г (520 млн лет), но по морфологии и характеру свечения в КЛ больше соответствует тоналит-порфирам I. Полученный средневзвешенный возраст по пяти зернам из этой возрастной группы составляет 515 ± 4 млн лет (см. рис. 6).

Интервал 509—511 млн лет на рис. 6 представлен пятью зернами из различных пород (габбро-диорит, тоналит, тоналит-порфир I и ксеногенное зерно из лейкогранита). Предполагается, что эти датировки могут отражать время становления тоналит-порфиров II и проявления связанных с ними гидротермальных процессов. Средневзвешенный возраст по пяти зернам составляет 510 ± 6 млн лет (см. рис. 6) и согласуется с возрастом поздней рудной минерализации с Re-Os датировкой 511 ± 2 млн лет, связанной с формированием тоналит-порфиров II.

Максимальное количество измеренных возрастов находится в интервале 486-507 млн лет (см. рис. 6), который включает цирконы из всех проанализированных проб. Мы предполагаем, что этот интервал датировок может свидетельствовать о существовании в это время события, которое вызвало преобразование циркона, нарушение U-Pb изотопных систем и «омоложение» его возраста. Два зерна из тоналит-порфиров II в этой группе с минимальными датировками 486 и 489 млн лет, видимо, отражают потерю свинца. Их исключение из группы практически не влияет на значение средневзвешенного возраста, который по 34 зернам составляет 502 ± 2 млн лет. Полученная датировка хорошо согласуется со средневзвешенным возрастом (по четырем определениям) магматического циркона лейкогранитов (500 ± 4 млн лет).

Таким образом, интервал U-Pb датировок 486—507 млн лет предположительно представлен цирконами, кристаллизовавшимися при становлении пострудных лейкогранитов, и цирконами магматитов плутона и малых интрузий, испытавших наложение термофлюидного процесса в связи с внедрением лейкогранитов. Более древние U-Pb датировки (509—520 млн лет) могут отражать время кристаллизации тоналитов плутона, тоналит-порфиров малых интрузий и развития рудообразующего процесса.

В габбро-диоритах S-0485 хойтоокинского комплекса влияние термофлюидного процесса на преобразование пород фиксируется также по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным. Их $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст составляет 532 ± 3 млн лет [Сотников и др., 2003], U-Pb возраст по циркону 503 ± 2 млн лет (см. рис. 4, а). Следует отметить, что в габбро-диоритах отмечается также омоложенная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (494 млн лет) датировка [Сотников и др., 2003]. Возраст 532 ± 3 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) согласуется с геологическим положением габбро-диоритов среди образований хамсаринской свиты, вмещающей габброиды такого возраста в других частях венд-раннекембрийского вулканогенно-осадочного пояса [Монгуш и др., 2011; Руднев и др., 2016], тог-

да как U-Pb датировка 503 ± 2 млн лет, вероятно, отражает преобразование габброидов под воздействием позднего процесса.

Некоторое несоответствие U-Pb датировок по циркону относительно Re-Os по молибдениту зафиксировано нами и на Cu-Mo-порфировом месторождении Сора среднеордовикского возраста в Кузнецком Алатау (неопубликованные данные), история развития которого во многом аналогична месторождению Аксуг. Здесь также широко проявлены многократные рудно-метасоматические процессы и пострудный магматизм. В то же время на более мелких и более молодых мезозойских Cu-Mo-порфировых месторождениях Сибири, где обычно широко проявляется только один порфировый ритм, с которым связано основное оруденение, различия таких датировок находятся в пределах аналитических погрешностей. В настоящее время имеются многочисленные публикации возраста кайнозойских Cu-Mo-порфировых месторождений в Китае, для которых Re-Os и U-Pb геохронологические оценки идентичны. Таким образом, несоответствие Re-Os датировок по молибденитам и U-Pb датировок магматитов отмечается нами в наиболее древних (палеозойских) орогенных областях, характеризующихся сочетанием в пределах месторождений разновозрастных магматических и рудно-метасоматических образований и широким проявлением пострудного магматизма, что могло повлиять на сохранность минералов и, соответственно, изотопных систем в них.

Преобразование циркона в интрузивных породах при участии флюидов отмечается также и в других рудно-магматических системах. Так, при изучении цирконов трех проб дунитов из Уральских массивов платиноносного типа в каждом образце выявлены три группы цирконов: ксеногенные, магматические и постмагматические. Радиогенный U-Pb возраст магматического циркона составил в Косьвинском, Сахаринском и Восточно-Хабарнинском массивах соответственно 435—432, 378—374, 407—402 млн лет [Ферштатер и др., 2009]. Возраст циркона, кристаллизовавшегося из флюида на постмагматической стадии эволюции дунита, составил 370—350, 320, 397—384 млн лет. Авторы считают, что выявление разных возрастных генераций циркона способствует лучше понять особенности петрогенезиса дунитов. В частности, изучение цирконов в этом плане позволяет датировать этапы преобразования и связать их с геологическими событиями. Так, широкое развитие циркона с возрастом 360 млн лет и моложе в дуните Косьвинского массива, возможно, обусловлено формированием в районе ассоциации мелкозернистых габбро, возраст которых составляет 350 млн лет. Цирконы с возрастом 397—384 млн лет в дуните Восточно-Хабарнинского массива, по-видимому, связаны с образованием близких к ним по возрасту гранитов. Широкое развитие в дунитах постмагматических цирконов объясняется авторами интенсивной перекристаллизацией дунитов в присутствии флюидов, сопровождающейся сегрегацией рудных минералов.

В Норильском районе U-Pb методом выделены два возрастных уровня магматических цирконов (254 ± 4 и 244 ± 4 млн лет) [Петров и др., 2010]. В период 220—230 млн лет проявились вторичные процессы, приведшие к формированию метасоматической генерации цирконов. Одновременно в Норильском районе происходило внедрение гранитоидных интрузий, возраст которых составляет 229 ± 0.4 млн лет.

В результате проведенных исследований мы предполагаем, что в магматитах плутона, малых интрузий и вмещающих габброидах хойтоокинского комплекса широко проявлен циркон, U-Pb датировки которого (около 500 млн лет) могут отражать время воздействия термофлюидных процессов, связанных со становлением пострудных лейкогранитов. Такой циркон максимально проявился в ассоциирующих с последними зонах калишпатизации. Но циркон с близкими датировками также широко распространен и в породах в отсутствие калишпатизации. «Омоложение» возраста циркона в них могло произойти в связи с проявлением существенно натриевого магматизма, представленного в рудном районе Кадыр-Оским гранитоидным плутоном таннуольского комплекса. По геологическим данным, возраст таннуольского комплекса принимается как средний кембрий. Датировки по циркону составляют 500—451 млн лет [Государственная..., 2012], 486—465 млн лет [Руднев, 2013].

Наша интерпретация U-Pb датировок магматитов месторождения Аксуг наиболее близка к результатам, полученным авторами [Bonaparola et al., 2007] при изучении кембрий-ордовикских интрузий сложного состава в северной части Земли Виктории (Антарктика). Эти исследователи установили, что протатированные цирконы интрузии демонстрируют значительный разброс индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста, располагающихся вдоль конкордии. Например, в биотитовом порфирите интервал датировок единичных зерен составляет 522—435 млн лет. При этом на диаграмме плотности вероятности распределения возрастов отсутствуют разрывы между пиками. На основании детального изучения морфологии и геохимии минерала авторы пришли к выводу, что широкий разброс возрастов обусловлен событиями, вызвавшими нарушение изотопной системы. Авторы считают, что полученный в ходе исследований разброс U-Pb датировок нельзя использовать для оценки возраста интрузии. Большинство молодых возрастов представляют разную степень неполного или полного нарушения первичной изотопной системы магматического циркона. Авторы предлагают для оценки возраста интрузии использовать средневзвешенный возраст наиболее древних цирконов (наименее испытавших нарушение U-Pb

изотопной системы). По мнению авторов, вероятный механизм нарушения изотопной системы заключается в субсолидусной перекристаллизации минерала, обусловленной циркуляцией флюидов (от высоко- до низкотемпературных) в переходной геодинамической обстановке от сжатия к растяжению.

Металлогенические следствия

Хамсаринская зона — один из сегментов венд-раннекембрийского вулканогенно-осадочного пояса Алтае-Саянской складчатой области. В связи с труднодоступностью района и плохой обнаженностью магматические породы Хамсаринской зоны менее изучены по сравнению с другими сегментами пояса. В Хамсаринской зоне, кроме района месторождения Аксуг, продатированы биотит-роговообманковые габбро массива Шивилиг-I ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по роговой обманке 498.5 ± 5.9 млн лет) [Ойдуп и др., 2016]. Детальные изотопные исследования проведены по плагиогранитоидам венд-раннекембрийского вулканогенно-осадочного пояса к югу от Хамсаринской зоны (в Таннуольской [Монгуш и др., 2011] и Озерной зонах [Руднев и др., 2016]). На рисунке 7 показаны изотопные геохронологические определения плагиогранитов, близкие к Re-Os датировкам молибденита Аксуга, которые свидетельствуют о широком проявлении магматизма, потенциально рудоносного на медь и молибден. Подтверждением этому служит выявленная медная минерализация, представленная серицит-кварцевыми жилами с халькопиритом, борнитом с повышенным содержанием Mo и Au (до 100 и 0.2 г/т соответственно). Минерализация, возраст которой, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировке серицита, составляет 518 ± 5 млн лет, по-видимому, связана с плагиогранитами массива Дарби, U-Pb возраст которых 524 ± 10 млн лет [Руднев и др., 2016].

Эволюция магматизма в рудном поле Аксуг во многом аналогична развитию магматического процесса в Таннуольской зоне. Датировка габбро-диорита хойтоокинского комплекса в районе Аксуга (532 ± 3 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) [Сотников и др., 2003] аналогична $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировке (539 ± 6 млн лет) роговой обманки из габбро Ирбитейского массива в Таннуольской зоне [Монгуш и др., 2011]. На этом же спектре роговой обманки из габбро Ирбитейского массива зафиксировано плато в низкотемпературной части с рассчитанным возрастом 478 ± 16 млн лет (близким к возрасту лейкогранитов месторождения Аксуг), соответствующим, согласно авторам, поздним тектонотермальным событиям, связанным с внедрением раннеордовикских гранитоидов. Возраст кварцевого диорита из диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, расположенной вблизи Ирбитейского массива, составляет 518 ± 2 млн лет [Монгуш и др., 2011] и согласуется с возрастом рудообразующего гранитоидного магматизма месторождения Аксуг.

В металлогенических построениях Центрально-Азиатского орогенного пояса месторождение Аксуг входит в состав Кижинского металлогенического пояса, формирование которого связывается с тыловодужной рифтогенной обстановкой, существовавшей в среднем палеозое [Дистанов и др., 2006]. Такая металлогеническая интерпретация противоречит изотопным Re-Os датировкам [Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017], которые свидетельствуют о формировании оруденения во второй половине раннего кембрия. Аксугский плутон локализован в габброидах хойтоокинского комплекса раннекембрийского возраста (согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировке 532 ± 3 млн лет [Сотников и др., 2003]), расположенных среди раннекембрийских вулканитов островодужного комплекса. Эти габброиды, по-видимому, аналоги габброидов Ирбитейского массива Таннуольской зоны и хиргиснурского комплекса Озерной зоны Западной Монголии с возрастом около 531 млн лет [Монгуш и др., 2011; Руднев и др., 2016]. Габброиды Ирбитейского массива относятся [Монгуш и др., 2011] к аккреционно-субдукционному комплексу, формирование которого в Таннуольской зоне происходило в течение первой половины раннего кембрия.

В развитии магматизма Таннуольской и Хамсаринской зон выделяются два этапа [Руднев, 2013]: островодужный (540—520 млн лет) и аккреционно-коллизийный (510—450 млн лет). Согласно изотопным геохронологическим данным, внедрение габброидов хойтоокинского комплекса произошло в первой половине раннего кембрия. Аксугский плутон сформировался во второй половине раннего кембрия (не позднее 520 млн лет), малые интрузии в течение ~520—511 млн лет. С учетом изотопных возрастов магматитов предполагается, что становление габброидов хойтоокинского комплекса отвечает развитию островной дуги, а гранитоидов Аксугского плутона и рудоносных малых интрузий — завершению субдукции и переходу к аккреционному этапу, предшествующему становлению аккреционно-коллизийных гранитоидов таннуольского комплекса.

Согласно Re-Os изотопным данным, оруденение сформировалось в процессе двух эпизодов поступления рудоносных флюидов. Мы полагаем, что один из них ($518—516 \pm 2$ млн лет) связан с внедрением тоналит-порфиров I, а второй (511 ± 2 млн лет) с внедрением тоналит-порфиров II. Становление рудоносных малых интрузий, по-видимому, происходило в условиях структурной перестройки, вызванной сдвиговыми дислокациями, проявившимися в связи с аккрецией фрагментов островной дуги и других тектонических структур при их сближении с окраиной Сибирского континента. В процессе перестройки плутон, сформировавшийся в относительно глубинных условиях, был перемещен на субпо-

верхностный горизонт, благоприятный для размещения малых интрузий и отделения рудоносных флюидов от расплава.

Учитывая данные по изотопному исследованию цирконов, мы предполагаем, что преобразование плутона и малых интрузий не ограничивалось воздействием рудоносных флюидов, завершившимся формированием штокверкового оруденения и ассоциирующими с ними гидротермальными изменениями.

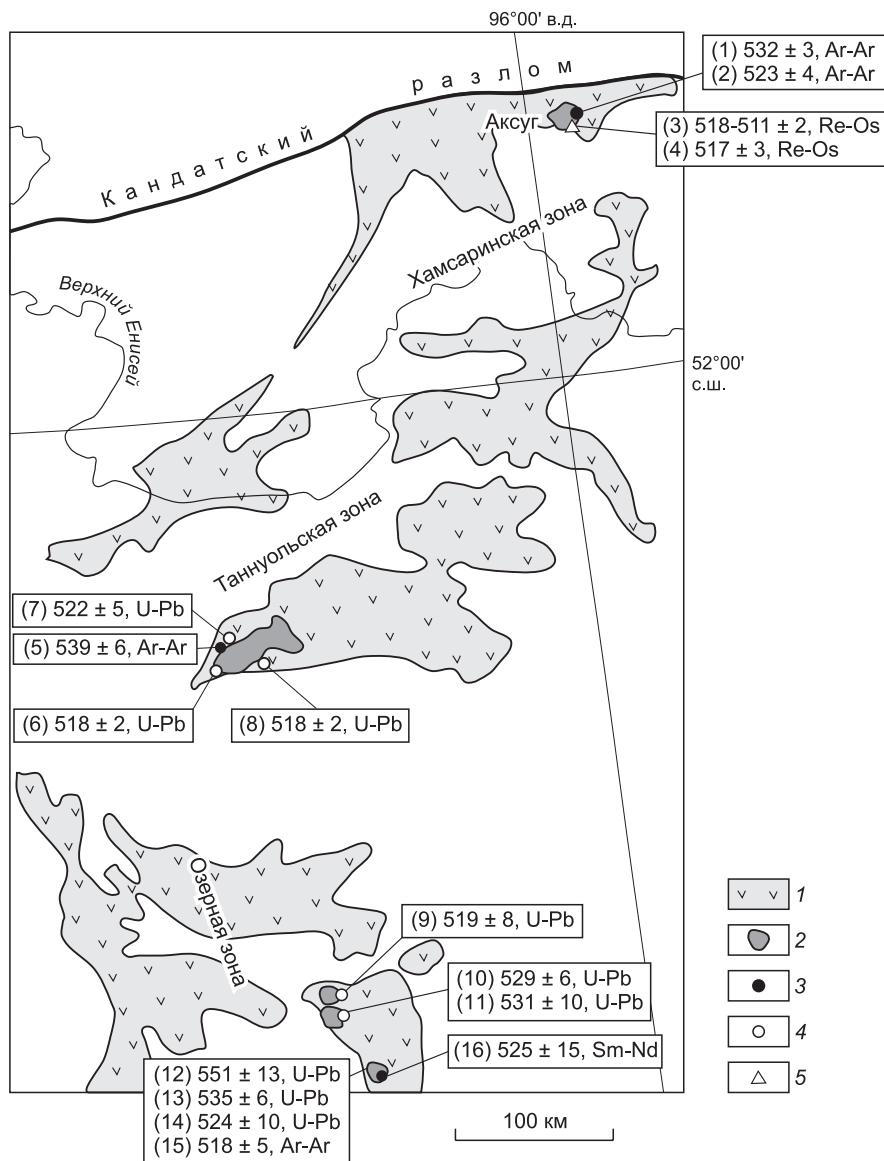


Рис. 7. Схема расположения плагиигранитоидных массивов в венд-раннекембрийских вулканоплутонических поясах Восточной Тувы и Озерной зоны Западной Монголии (с упрощением, по [Руднев, 2013]) с нанесенными результатами изотопного датирования.

1 — венд-раннекембрийские вулканические пояса, 2 — плагиигранитоидные массивы (вне масштаба); 3—5 — места отбора проб для изотопного датирования (3 — габброидов, 4 — гранитоидов, 5 — молибденита).

В прямоугольниках показаны значения возраста (млн лет), метод датирования, в скобках — номер пробы. (1), (2) — хойтоокинский комплекс, габбро-диорит [Сотников и др., 2003]; (3), (4) — молибденит из руд Cu-Mo-порфирового месторождения Акхуг (3) — [Berzina et al., 2003]; (4) — [Pollard et al., 2017]; (5) — Ирбитейский массив, норит [Монгуш и др., 2011]; (6) — западная часть Таннуольской зоны, кварцевый диорит диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации [Монгуш и др., 2011]; (7) — Восточно-Таннуольский батолит, обрамление Ирбитейского массива, кварцевый диорит [Руднев и др., 2015]; (8) — Восточно-Таннуольский батолит, обрамление Хольожинского массива, плагиигранит [Руднев и др., 2015]; (9) — Шаратологийский плутон, тоналит [Руднев и др., 2013]; (10) — Харанурский плутон, кварцевый диорит [Руднев и др., 2013]; (11) — Харанурский плутон, плагиигранит [Руднев и др., 2013]; (12) — гранитные интрузии хр. Баяны-Цаганы-Нуру, массив Три холма, кварцевый диорит [Руднев и др., 2013]; (13) — Бумбатхайрханский плутон, плагиигранит [Руднев и др., 2013]; (14) — Бумбатхайрханский плутон, плагиигранит-порфир [Руднев и др., 2013]; (15) — Бумбатхайрханский плутон, массив Дарби, серицит, Cu(Au) оруденение жильного типа [Руднев и др., 2016]; (16) — Баян-Цаганский габброидный массив [Хаин и др., 1995].

ми (серицитизацией и окварцеванием). Оно возобновилось в связи с внедрением около 500 млн лет назад пострудных лейкогранитов в пределах месторождения и таннуольских гранитоидов на его периферии. Внедрение даек лейкогранитов сопровождалось отделением флюидов, вызвавших широкое развитие гибридных пород (сиено-, гранодиорит-подобных), преобразование циркона в магматитах плутона и малых интрузий, вынос металлов из предшествующих магматитов и переотложение с формированием поздней бедной рудной минерализации.

Вблизи месторождения Аксуг расположен ряд рудопроявлений (Биче-Кадыр-Осское, Верхнедаштыгское и др.) с аналогичной минерализацией, по ряду признаков объединяемых в Аксугский рудный узел [Государственная..., 2000]. Подобные месторождения и рудопроявления отмечаются также в Центральной и Восточной Туве [Бухаров и др., 1981; Гусев и др., 2014]. В связи с новыми изотопными датировками по месторождениям Аксуг и Кызык-Чадр [Гусев и др., 2014] встает вопрос о переоценке роли кембрийского и девонского магматизма в формировании медно-молибден-пофирового оруденения в Алтае-Саянской орогенной области, решение которого представляется важным для эффективного проведения поисково-разведочных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большинство исследователей придерживаются точки зрения о девонском возрасте магматизма и оруденения месторождения Аксуг. Имеющиеся Re-Os датировки по молибденитам (518 ± 2 , 516 ± 2 , 511 ± 2 млн лет) не согласуются с таким предположением. Результаты U-Pb (SHRIMP II) исследований по циркону подтвердили кембрийский возраст рудоносного магматизма. Предполагается, что омоложение U-Pb датировок дорудных и внутрирудных магматитов (габбро-диоритов 503 ± 2 , тоналитов 504 ± 5 и тоналит-порфиоров 500 ± 6 , 499 ± 6 млн лет) относительно Re-Os оценок может являться следствием проявления поздних термофлюидных процессов, связанных преимущественно с внедрением пострудных лейкогранитов. Некоторое удревнение U-Pb возраста пострудных лейкогранитов (509 ± 4 млн лет) относительно предшествующих магматитов обусловлено присутствием в них циркона, ассимилированного из субстрата. Геохронологические изотопные исследования свидетельствуют о важной роли кембрийского магматизма в развитии Cu-Mo порфирового оруденения в Алтае-Саянской орогенной области.

Авторы благодарны д.г.-м.н. А.С. Борисенко за обсуждение ряда вопросов при подготовке статьи, а также рецензентам академику В.В. Ярмолюку и д.г.-м.н. С.Н. Рудневу, чьи рекомендации и конструктивные замечания способствовали улучшению статьи. Авторы выражают искреннюю признательность аналитику Н.В. Родионову за проведение U-Pb изотопных исследований.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00921).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.И., Полякова Е.В., Мачевариани М.М., Марин Ю.Б. Эволюция циркона в посторогенных интрузивных магматических сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока // Записки ВМО, 2013, т. 142, № 3, с. 1—27.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Влияние наложенных процессов на результаты датирования по данным U-Pb, Re-Os, Ar/Ar исследований магматических пород месторождения Аксуг // Материалы 18-й Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М., ИГЕМ РАН, 2017, с. 38—41.

Бухаров Н.С., Кудрявцева А.И., Забелин В.И., Добрянский Г.И., Толокольников Г.И., Покояков С.М. Сравнительная характеристика интрузий Центральной и Восточной Тувы, несущих медно-молибденовое штокверковое оруденение // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V, Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1981, с. 100—119.

Вах А.С., Авченко О.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Первые U-Pb данные (SHRIMP II) о возрасте цирконов из гранитоидов и рудоносных пород Березитового золото-полиметаллического месторождения // ДАН, 2011, т. 438, № 5, с. 659—664.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Восточно-Саянская серия. Лист N-47-XIX (Ак-Суг). Объяснительная записка / Ред. Ю.С. Глухов. М., МФ ВСЕГЕИ, 2000, 214 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение). Ангара-Енисейская серия, лист N-47 (Нижеудинск). Объяснительная записка / Ред. Е.П. Миронюк, В.В. Перфильев, В.Е. Руденко. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 652 с.

Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское медно-порфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения, 2014, т. 59, с. 70—79.

Дистанов Э.Г., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Сотников В.И., Лебедев В.И. Особенности металлогении полиаккреционной Алтае-Саянской орогенной области // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1257—1276.

Добрянский Г.И., Сотников В.И., Берзина А.Н., Яровой С.А. Особенности магматизма Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск, Наука, 1992, с. 49—62.

Забелин В.И. Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск, Наука, 1992, с. 92—103.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г., Сотников В.И. Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1588—1604.

Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Лебедев В.И. Габбро-норит-диоритовая ассоциация Хамсаринской зоны (Тува): первые данные о возрасте, геохимии, источниках магм и геодинамическая позиция // Успехи современного естествознания, 2016, № 9, с. 146—154.

Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Халенев В.О., Лохов К.И. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики мафитовых интрузивов Норильского района // ДАН, 2010, т. 434, № 3, с. 388—390.

Попов В.С., Кудрявцев Ю.К., Алтухов Е.Н., Забелин В.И., Добрянский Г.И. Геологическая позиция медно- и молибден-порфирового оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Геология рудных месторождений, 1988, т. 30, № 3, с. 84—89.

Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb возраст и состав пород Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера, 2013, № 1, с. 136—145.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1628—1647.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озерной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхайрханского ареала) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 265—286.

Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Федосеенко А.М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология, 2014, т. 22, № 5, с. 482—495.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1119—1132.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Левин В.Я., Холоднов В.В. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 539—558.

Хаин Е.В., Амелина Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // Докл. РАН, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.

Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона // Региональная геология и металлогения, 2017, № 69, с. 33—48.

Ayers J.C., Zhang L., Luo Y., Peters T.J. Zircon solubility in alkaline aqueous fluids at upper crustal conditions // Geochim. Cosmochim. Acta, 2012, v. 96, № 1, p. 18—28.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Rotterdam, 2003, v. 1, p. 231—234.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. // TE-MORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, № 1—2, p. 155—170.

Bomparola R.M., Ghezzi C., Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y. Resetting of the U-Pb zircon system in Cambro-Ordovician intrusives of the Deep Freeze Range, Northern Victoria Land, Antarctica // J. Petrol., 2007, v. 48, № 2, p. 327—364.

Geisler T., Rashwan A.A., Rahn M.K., Poller U., Zwingmann H., Pidgeon R.T., Schleicher H., Tomaschek F. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt // Miner. Mag., 2003, v. 67, № 3, p. 485—508.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements, 2007, v. 3, № 1, p. 43—50.

Grant M.L., Wilde S.A., Wu F., Yang J. The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th-U-Pb chemistry and U-Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary // Chem. Geol., 2009, v. 261, № 1—2, p. 155—171.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol., 2000, v. 18, № 4, p. 423—439.

Kempe U., Seltmann R., Graupner T., Rodionov N., Sergeev S.A., Matukov D.I., Kremenetsky A.A. Concordant U-Pb SHRIMP ages of U-rich zircon in granitoids from the Muruntau gold district (Uzbekistan): Timing of intrusion, alteration ages, or meaningless numbers // Ore Geol. Rev., 2015, 65, № 1, p. 308—326.

Kusiak M.A., Dunkley D.J., Slaby E., Martin H., Budzyn B. Sensitive high-resolution ion microprobe analysis of zircon reequilibrated by late magmatic fluids in a hybridized pluton // Geology, 2009, v. 37, № 120, p. 1063—1066.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. Geol. Soc. London Memoirs, 2004, v. 30, p. 69—74.

Ludwig K.R. SQUID 2. A user's manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2009, № 2, 100 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75 — A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2012, № 5, 75 p.

Markey R.J., Stein H.J., Morgan J.W. Highly precise Re-Os dating of molybdenite using alkaline fusion and NTIMS // Talanta, 1998, v. 45, № 5, p. 935—946.

Pidgeon R.T. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications // Contr. Miner. Petrol., 1992, v. 110, № 4, p. 463—472.

Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Hitchen G.J. Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 132, № 3, p. 288—299.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // Econ. Geol., 2017, v. 112, № 4, p. 1021—1028.

Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 134, № 2—3, p. 186—201.

Schneider D.A., Bachtel J., Schmitt A.K. Zircon alteration in wall rock of Pamour and Hoyle Pond Au deposits, Abitibi Greenstone Belt: Constraints on timescales of fluid flow from depth-profiling techniques // Econ. Geol., 2012, v. 107, № 5, p. 1043—1072.

Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and VIB iron meteorites // Science, 1996, v. 271, p. 1099—1102.

Stein H.J., Markey R.J., Morgan J.W., Hannah J.L., Scherstén A. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works // Terra Nova, 2001, v. 13, № 6, p. 479—486.

Van Lankvelt A., Schneider D.A., Biczok J., Macfarlane C., Hattori K. Decoding zircon geochronology of igneous and alteration events with chemical and microstructural features: A field-based study from the Western Superior Province, Canada // J. Petrol., 2016, v. 57, № 7, p. 1309—1334.

Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 122, № 4, p. 337—358.

Vavra G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea zone (Southern Alps) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, № 4, p. 380—404.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, № 1, p. 1—23.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 8 ноября 2018 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 29 марта 2018 г.,
после доработки — 5 октября 2018 г.*