

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ U-Pb ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОВ И РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ БЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)

А.С. Вах^{1,2}, О.В. Авченко¹, В.И. Киселев¹, С.А. Сергеев³, С.Л. Пресняков³

¹ ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: vakh@fegi.ru, sirenevka@mail.ru

² Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова 8, г. Владивосток, 690950

³ Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института, Средний проспект 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 11 сентября 2012 г.

Рассмотрены результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из рудоносных метасоматитов Березитового золото-полиметаллического месторождения Верхнего Приамурья и вмещающих их порфиридных биотит-рогообманковых гранитов Хайктинско-Орогжанского массива, которые рассматривались как раннепротерозойские магматические образования позднестанового комплекса. Исследования проводились двумя методами: SHRIMP-II и LA-ICP-MS. Выявлено, что метод масс-спектрометрического определения с системой лазерной абляции позволяет достоверно измерять U-Pb возраст пород и результаты сопоставимы с данными SHRIMP-II. Установлено, что величина средневзвешенного изотопного возраста цирконов составляет: из порфиридных гранитов Хайктинско-Орогжанского массива – 344–355 млн лет; из метасоматических образований месторождения – 323–366 млн лет. Полученные данные однозначно указывают на то, что рудоносные метасоматические породы рассматриваемого месторождения были образованы по гранитоидам Хайктинско-Орогжанского массива, которые вероятней всего относятся к самостоятельному позднепалеозойскому магматическому комплексу. Близкие по возрастным датировкам палеозойские магматические комплексы широко развиты в пределах Селенгино-Становой области Восточного и Западного Забайкалья.

Ключевые слова: изотопная геохронология, U-Pb метод, циркон, граниты, золото-полиметаллическое месторождение, Северо-Азиатский кратон, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В юго-восточном обрамлении Северо-Азиатского кратона, в пределах Становой области и Селенгино-Станового орогенного пояса [6], среди высокометаморфизованных образований алдания и становия широко развиты массивы интрузивных пород различного возраста, от раннепротерозойского до мезозойского. Их формирование отражает сложную полициклическую историю геологического развития краевых выступов фундамента кратона и его складчатого обрамления, которые в протерозойское и фанерозойское время претерпели неоднократную структурную и магматическую переработку [11, 12]. Главными событиями, обусловившими формирование разновозрастных гранитоидов, являлись процессы раннепротерозойского метаморфизма и гранитизации докембрийских комплексов [37], а также палеозой-мезозойские аккреционно-коллизийные процессы, обусловленные взаимодействием Сибирского и Монголо-Китайского континентов [13, 14, 27].

Наиболее древние раннепротерозойские гранитоиды являются характерными образованиями для всех докембрийских кратонов, которые формируются в их периферийных частях в процессе амальгамации коровых террейнов в структуру раннепротерозойского суперконтинента и аккреции ювенильной коры по периферии [34]. В пределах Верхнего Приамурья наиболее древние магматические образования представлены значительными по площади гранитоидами позднестанового и тукурингского комплексов, которые развиты вдоль Джелтулакского разлома

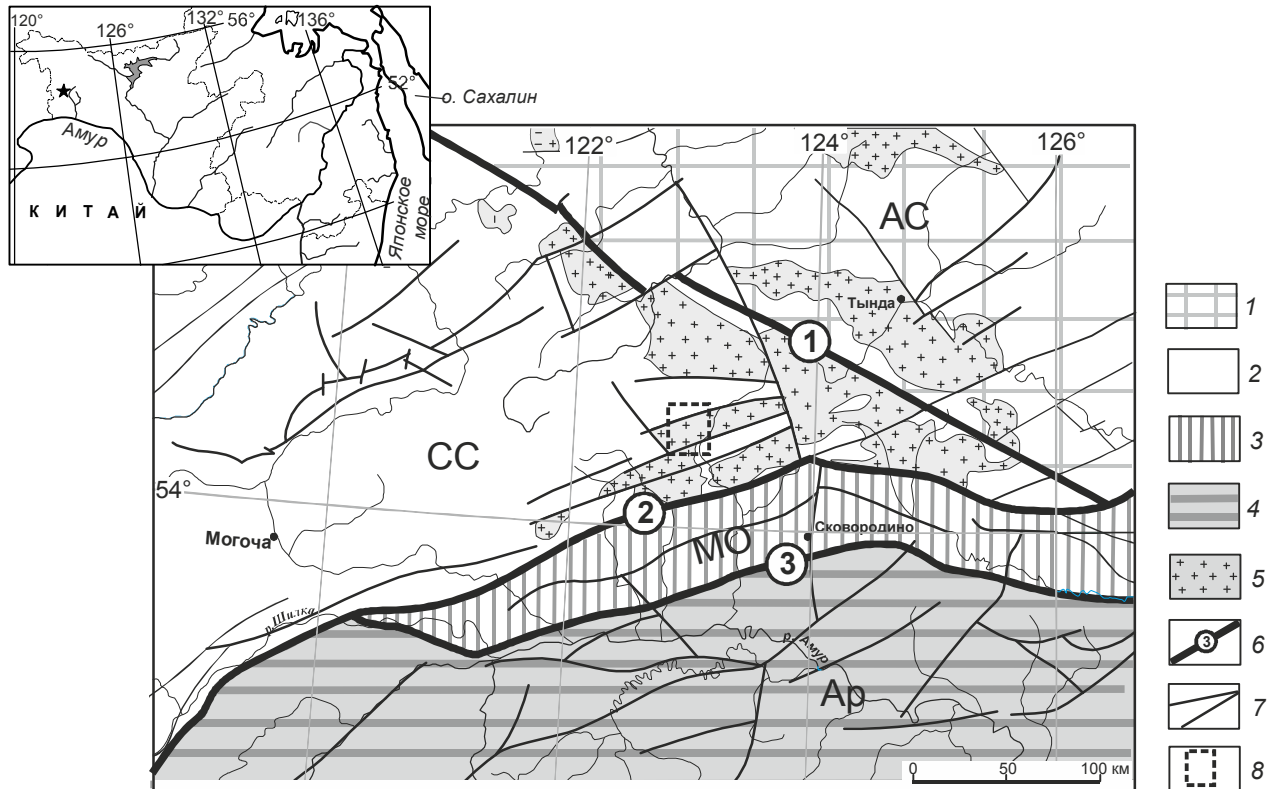


Рис. 1. Схема распространения интрузивных массивов позднепалеозойского и турулингского комплексов в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Составлена авторами по материалам [6, 7, 9, 33]. 1 – Алдано-Становой щит (АС); 2–4 – орогенные пояса: 2 – Селенгино-Становой (СС), 3 – Монголо-Охотский (МО), 4 – Аргунский (Ар); 5 – гранитоиды позднепалеозойского и турулингского комплексов; 6 – основные региональные разломы (1 – Желтулакский, 2 – Северо-Турулингский, 3 – Южно-Турулингский); 7 – тектонические нарушения; 8 – район расположения Хайктинско-Орогжанского массива. На врезке звездочкой показано географическое положение Березитового месторождения.

[7, 9] и локализованы в пределах восточного окончания Селенгино-Станового орогенного пояса и Становой области Алдано-Станового щита (рис. 1). Возраст этих гранитоидов, с большой долей условности, традиционно принимается как раннепротерозойский [19]. При этом гранитоиды позднепалеозойского комплекса рассматриваются как первая фаза или ранняя субфаза главной фазы турулингского комплекса [20].

В последние годы вопрос о существовании в пределах Станового пояса раннепротерозойских гранитов ставится под большое сомнение. Современные U-Pb геохронологические исследования гранитоидов позднепалеозойского и турулингского комплексов в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна (Гетканский и Чубачинский массивы) показали, что их возраст составляет 140–138 млн лет [9, 22–24]. Это привело к существенному пересмотру ранее высказанных представлений об истории геологического развития данного региона, а также геодинамического режима формирования магматических комплексов

данной провинции. Предполагается, что образование гранитоидов турулингского комплексов связано с заключительным этапом раннемелового регионального метаморфизма пород становой серии, обусловленного процессами коллизии Северо-Азиатского кратона с Амурским супертеррейном, либо приращением Селенгино-Станового супертеррейна к Северо-Азиатскому кратону по Желтулакскому разлому [8, 25].

Следует отметить, что массивы древних гранитоидов позднепалеозойского комплекса принимают широкое участие в геологическом строении золоторудных месторождений Верхнего Приамурья – Бамское, Кировское, Березитовое – и других рудных объектов. Особенно широко они развиты в пределах Березитового месторождения, рудное тело которого локализовано в центральной части Хайктинско-Орогжанского массива, отнесенного к образованиям позднепалеозойского комплекса раннепротерозойского возраста [19]. При этом происхождение и состав пород (протоли-

та), по которому была сформирована рудоносная метасоматическая зона, до сих пор трактуется весьма неоднозначно. Предполагается, что рудная зона месторождения представляет собой либо метасоматически преобразованное тело эксплозивных брекчий, сложенное раннетриасовыми субвулканическими образованиями десовского риолит-трахириолитового комплекса [3]; либо это метасоматически измененный обломочный материал вмещающих зону гранитоидов. Поскольку нет явных геологических данных, указывающих на исходный состав протолита рудоносных образований рассматриваемого месторождения, авторы считают, что решение данного вопроса возможно на основе детальных минералого-геохимических исследований циркона – акцессорного минерала, находящегося как в гранитах, так и рудоносных метасоматитах. Многочисленные изотопные исследования агрегатов циркона, описанные в последнее время в современной геологической литературе, однозначно показывают, что их изотопные системы являются довольно устойчивыми при термальных преобразованиях пород [17]. В этом плане циркон является единственным геохронометром, пригодным для датирования высокотемпературных полиметаморфических процессов, что в конечном итоге позволяет использовать цирконометрию и для решения некоторых специфических задач в области генезиса рудных месторождений.

Таким образом, геохронологические исследования цирконов из пород Березитового рудного поля проводились для решения двух основных взаимосвязанных задач, имеющих важное значение для решения проблемы генезиса Березитового месторождения, а именно: выявления природы протолита, по которым было сформировано метасоматическое рудное тело месторождения, а также установления возраста вмещающих рудное тело месторождения гранитов Хайктинско-Орогжанского массива. Результаты проведенных геохронологических U-Pb изотопных исследований представлены ниже.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАЙКТИНСКО-ОРОГЖАНСКОГО МАССИВА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЕ

Хайктинско-Орогжанский интрузивный массив располагается в междуречье рек Большой Ольдой и Хайкта (рис. 2). С востока, севера и запада он окаймляется мезозойскими гранитоидами, которые представляют собой краевые фрагменты единого гигантского Хайктинского граптолита, имеющего неровную апикальную поверхность, с куполовидными выступами и провесами кровли [32]. По результатам гравиметрических работ предполагается, что массив представляет собой полого погружающуюся на юго-

восток пластину, с неглубоким залеганием кровли (порядка 2 км) в пределах Березитового месторождения.

В южной части Хайктинско-Орогжанский интрузивный массив прорывает породы фундамента: метаморфические образования раннего архея (?) и протерозойские метаморфизованные интрузивные породы ультраосновного-основного состава. Метаморфические породы, представленные преимущественно биотит-роговообманковыми гнейсами, рассматривают как полиметаморфические образования могочинской серии, претерпевшие метаморфизм гранулитовой фации, с последующей бластомилонитизацией и диафторезом [19]. Метаморфизованные древние интрузивные породы, относимые к кенгуракскому комплексу метаморфизованных габбро раннего протерозоя [2], представлены метагаббро, метаанортозитами, амфиболитами.

Хайктинско-Орогжанский массив имеет сложное неоднородное строение. В его составе выделяются следующие основные фациальные разновидности пород: гнейсовидные биотит-роговообманковые гранодиориты; порфириовидные роговообманково-биотитовые граниты; лейкократовые биотитовые граниты и граносиениты (рис. 2). Между этими разновидностями пород повсеместно отмечаются постепенные плавные переходы, что отчетливо устанавливается в подземных горных выработках и скважинах, пройденных в пределах массива. При этом гнейсовидные гранодиориты рассматриваются как краевые, верхние фации массива, порфириовидные граниты – как промежуточные, центральные образования, а лейкократовые граниты – как нижние, глубинные фации.

Гнейсовидные гранодиориты представляют собой серые среднезернистые породы с псевдополосчатой и теневой текстурой. В отдельных участках массива гнейсовидность пород проявляется настолько ярко, что они приобретают облик типичных гранитогнейсов или полосчатых мигматитов. Порфириовидные граниты имеют массивное среднезернистое строение, характерную серо-зеленую окраску, обусловленную широким развитием в них процессов серицитизации, эпидотизации и хлоритизации. Характерной особенностью гранитов является наличие в породах крупных порфиробластов вторичного микроклина, с размером выделений до 1–2 см, который часто замещает плагиоклаз и содержит в себе включения ранних минералов. Лейкократовые биотитовые граниты, наиболее распространенные в северной части Хайктинско-Орогжанского массива, представлены светлыми среднезернистыми породами, состоящими из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза и незначительного количества биотита.

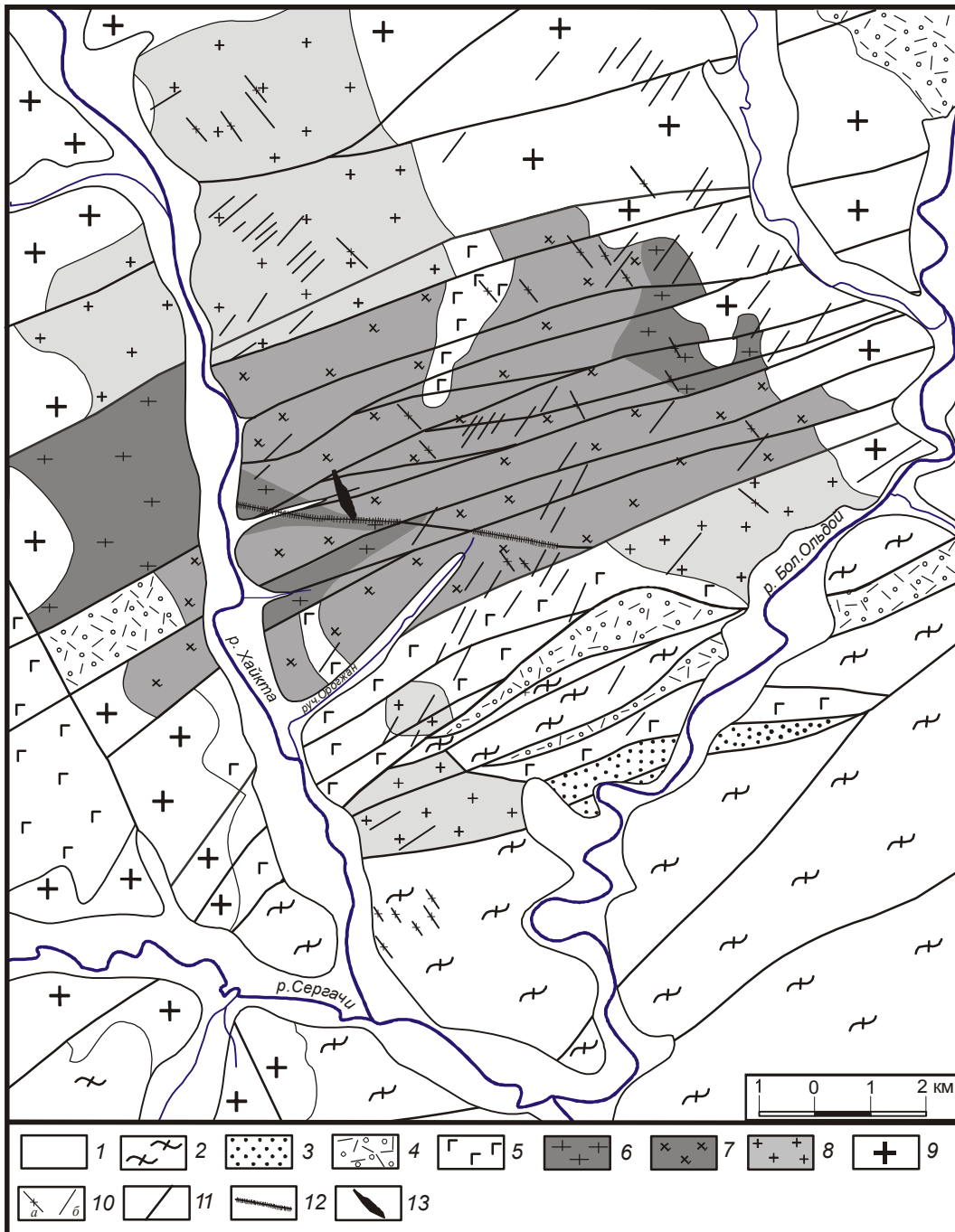


Рис. 2. Схема геологического строения Хайктинско-Орогжанского массива. Составлена авторами с использованием материалов производственных геологических служб.

1 – четвертичные рыхлые аллювиальные отложения; 2 – комплекс раннеархейских метаморфических образований могочинской серии: кристаллосланцы и гнейсы; 3 – метаморфизованные осадочные породы нижнего протерозоя; 4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы десовского комплекса раннетриасового возраста: трахириолиты, риолиты, риодациты, дациты, туфоалевролиты и туфоаргиллиты; 5 – кенгуракский комплекс базит-ультрабазитового состава раннепротерозойского возраста, по [1]: метаграббро, амфиболиты, матаанортозиты, метапироксениты; 6–8 – раннепротерозойские (?) интрузивные породы Хайктинско-Орогжанского массива позднестанового комплекса (?): гнейсовидные биотит-роговообманковые гранодиориты (6), порфириовидные биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты (7), лейкократовые биотитовые граниты и граносиениты (8); 9 – хайктинский комплекс субщелочных гранитоидов раннемелового возраста, по [40]: крупнопорфириовидные биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты и граносиениты; 10 – дайковые образования раннемелового возраста: а – гранодиорит- и гранит-порфиры, б – спессартиты и диоритовые порфиры; 11 – основные тектонические нарушения; 12 – кварцевые жилы; 13 – Березитовое золото-полиметаллическое месторождение.

В составе Хайкинско-Орогжанского массива широко распространены дайки аплитовидных гранитов, мощностью от первых сантиметров до 1–2 метров. Кроме того, в порфиroidных и гнейсовидных разновидностях гранитоидов массива отмечается наличие большого количества ксенолитов измененных габброидов кенгуракского комплекса, размерами от первых сантиметров до первых десятков метров.

Возраст гранитоидов Хайкинско-Орогжанского массива в настоящее время с большой долей условности принимается как раннепротерозойский, поскольку по петрографическим и петрохимическим характеристикам породы массива сходны с комплексом поздне-становых гранитоидов Алдано-Станового щита. Абсолютный возраст гранитоидов массива, по результатам валовых К-Аг определений, составляет 144–125 млн лет [30]. Можно предположить, что полученные инструментальные возрастные характеристики в данном случае отражают время последнего этапа преобразования пород массива, обусловленного формированием мезозойских гранитоидов Хайкинского массива.

В центральной части Хайкинско-Орогжанского массива расположено Березитовое месторождение, представленное сульфидсодержащими турмалин-гранат-мусковит-кварцевыми породами, которые образуют в массиве порфиroidных гранодиоритов крутопадающее тело (рис. 3). В плане рудное тело месторождения имеет сложную линзовидную форму. Длина его на поверхности достигает 950 м. Мощность зоны меняется от 10–15 м до 110 м.

Основная часть рудовмещающих метасоматитов месторождения сложена довольно однородными по составу светло-серыми, зеленовато-серыми массивными мелко- и тонкозернистыми мусковит-кварцевыми породами, в которых в значительных количествах (до 1 и более %) содержится вкрапленность альмандин-спессартинового граната и турмалина. Реже в составе пород, в переменных количествах, встречается ортоклаз, хлорит, биотит, анортит, цинковая шпинель (железистый ганит), титанит, циркон, эпидот, алланит, пренит, фторапатит, гротит, флюорит и графит. На контакте с вмещающими гранитоидами рудоносные метасоматические образования окаймляются по периферии темно-серыми, плотными метасоматитами более сложного гранат-биотит-анортит-мусковит-кварцевого состава, которые постепенно переходят в измененные граниты.

Золотосодержащие полиметаллические руды распределены относительно равномерно в турмалин-гранат-мусковит-кварцевых метасоматитах в виде сложного сульфидного штокверка, отчетливо заполняя многочисленную систему сложных трещин. Основные минералы руд – сфалерит, галенит, пирит,



Рис. 3. Строение южной части рудной зоны Березитового месторождения.

пирротин, магнетит. Более подробно минеральный состав руд месторождения приведен в публикации [4].

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ состава пород и минералов проводился в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Оценка содержания петрогенных компонентов в породах приведена по данным стандартного химического анализа, а также по результатам определений рентгенофлуоресцентным методом на сканирующем спектрофотометре VRA-30 и спектрометре S4 Pioneer. Предел обнаружения элементов от Na до U (спектрометр VRA-30) и элементов от F до U (спектрометр S4 Pioneer) составлял 0.0005 %. Погрешность определения петрогенных компонентов в составе породы составляет 2 %, для микроэлементов: Rb, Sr, Nb – 5 %; Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Zr, Th, U, Pb, As – 5 %; Ba, Cr, V, La, Ce, Nd – 10 %. Определение редкоземельных и редких элементов в гранитах и метасоматитах выполнено методом ICP-MS на приборе Agilent 7500. Погрешность выполненных методом ICP-MS анализов определяется величиной среднеквадратичного отклонения, значение которого при определении матричных элементов не превышает 1–2 %, для большинства элементов-примесей – 5–15 %, для Hf, Ta, Pb – 20–25 %, что в целом соответствует критериям качества выполнения элементного анализа, принятым в геохимических исследованиях.

Изотопные геохронологические исследования проводились U-Pb методом по единичным зернам цирконов, которые были выполнены с помощью прецизионного ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, а также методом

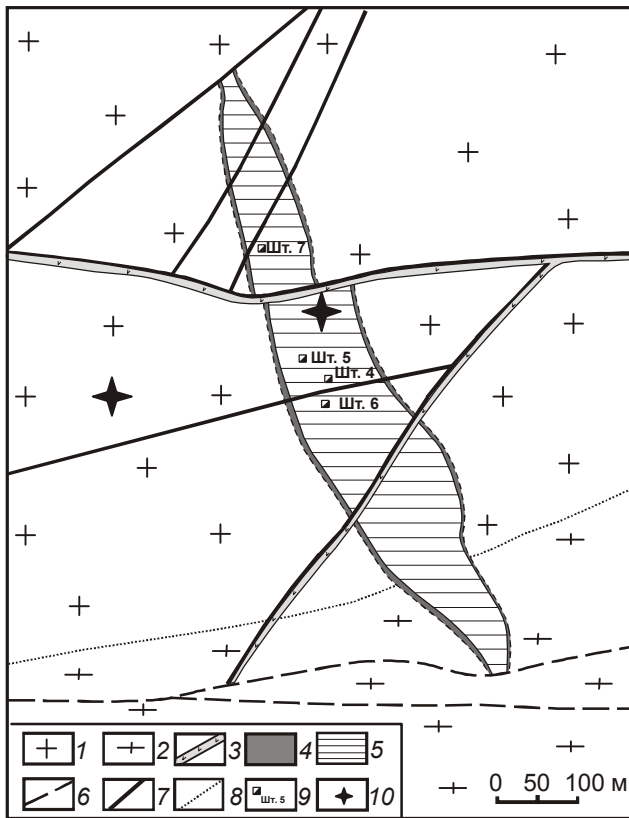


Рис. 4. Схема отбора проб для изотопных исследований в пределах Березитового месторождения.

1–2 – раннепротерозойские (?) интрузивные образования предположительно позднестанового комплекса (?): порфировидные граниты и гранодиориты (1), гнейсовидные гранодиориты (2); 3 – дайки спессартитов и диоритовых порфиритов раннемелового возраста; 4 – гранат-мусковит-биотит-ортоклаз-анортит-кварцевые метасоматиты; 5 – турмалин-гранат-мусковит-кварцевые метасоматиты с золотосодержащей полиметаллической минерализацией; 6 – кварцевые жилы; 7 – основные тектонические нарушения; 8 – фациальные границы; 9 – устье разведочных штолен и их номера; 10 – места отбора проб.

LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерного удаления пробы UP-213 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

Для проведения изотопных исследований в пределах месторождения были отобраны две объемные пробы пород для выделения и изучения цирконов. Первая проба была взята из рудоносных турмалин-гранат-мусковит-кварцевых пород рудной зоны, вторая – из вмещающих рудную зону порфировидных гранитов (рис. 4). Выделение цирконов из метасоматитов и гранитов производилось по традиционной схеме.

Изотопные исследования цирконов проводились в два последовательных этапа. Первоначально,

в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, зерна цирконов были имплантированы в шашку с эпоксидной смолой вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. В режиме катодоллюминесценции было изучено их внутреннее строение, а затем на ионном микрозонде SHRIMP-II только в краевых частях зональных цирконов были выполнены измерения U-Pb отношений, которые проводились по методике, описанной в статье [51]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял ~ 30 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID и ISOPLOT/EX [43, 44]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [39].

В дальнейшем, изготовленная в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ шашка цирконов с эталонами была передана в ДВГИ ДВО РАН для дальнейших изотопных исследований методом LA-ICP-MS. U-Pb изотопные измерения данным методом проводились как в краевых, так и центральных частях цирконов, преимущественно в тех же зернах и в тех же областях, которые ранее изучались методом SIMS (вторичной ионной масс-спектрометрией) на приборе SHRIMP-II.

Изотопные измерения методом LA-ICP-MS выполнены на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213. Параметры измерения масс-спектрометра были оптимизированы для получения максимальной интенсивности массы ^{208}Pb , используя стандартный образец N.I.S.T. SRM611, при соблюдении условия, что отношение интенсивностей масс $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+ < 1\%$. Все измерения выполнялись в режиме сборки с разрешением по времени и измерялись пики масс ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , и ^{238}U . Интенсивность массы ^{235}U для каждого измерения рассчитывалась по пику массы ^{238}U , согласно природной распространенности изотопов урана $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.88$. Отбор материала образца для анализа производился лучом лазера в точке. Диаметр абляционного кратера составлял приблизительно 40 мкм. При выбранных параметрах измерения изотопных отношений кратер отбора диаметром приблизительно 40 мкм углубляется со скоростью порядка 1 мкм/сек. Удаляемый лазером материал из ячейки образца транспортировался смесью газов гелия и аргона.

Основные особенности методики измерения изотопных отношений методом LA-ICP-MS описаны в [18, 42]. Изотопный анализ цирконов выполнялся

сериями измерений. В начале и конце серии измерялись цирконы образцов сравнения ТЕМОРА [39] и 91500 [50], изотопные характеристики которых хорошо изучены в ходе многочисленных исследований. Периодические измерения циркона ТЕМОРА, по времени максимально приближенные к измерению неизвестных образцов, позволили учесть и изотопное фракционирование, вызываемое лучем лазера, и дискриминацию по массам масс-спектрометра. Анализ циркона 91500 проводился с целью контроля воспроизводимости получаемых результатов и стабильности работы прибора. Результат единичного анализа изотопных отношений является средним из порядка 300 циклов измерений. Для каждого анализа были получены сигналы с решением по времени, из которых затем были выбраны интервалы устойчивого сигнала (лишенного воздействия включений, зон перехода ядро–краевая область, зон с высоким содержанием обыкновенного свинца), которые использовались в вычислениях возраста. Измеренные величины обрабатывались с помощью программ “Glitter v. 4.4.2” (Access Macquarie Ltd).

За время выполнения анализов для образца сравнения ТЕМОРА был получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 416.88 ± 0.93 млн лет (1σ , СКВО = 0.34, $n = 64$) (измеренный методом ТИМС $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст составляет 416.75 ± 0.24 млн лет [39]), а для циркона 91500 получен конкордантный возраст 1062.3 ± 2.2 млн лет (1σ , СКВО = 0.34, $n = 64$) ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, измеренный методом ID-TIMS, составляет 1062.4 ± 0.4 млн лет [50]). Диаграммы с конкордией строились с использованием программы “Isoplot/Ex v. 3.00” [43].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Данные о химическом составе интрузивных пород Хайктинско-Орогжанского массива приведены в табл. 1, а содержания в них микроэлементов – в табл. 2. Содержание SiO_2 в породах рассматриваемого массива варьирует в диапазоне 64 до 75 мас. %, при концентрации K_2O 2.8–6.1 мас. %. При этом порфиroidные биотит-роговообманковые граниты массива относятся к среднекалиевой, а остальные разновидности массива – к высококалиевой известково-щелочным сериям (рис. 5). На диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} - \text{SiO}_2$ составы гранитов также находятся в поле пород известково-щелочной серии, за исключением аплитовидных гранитов, которые соответствуют субщелочной серии (рис. 5). При этом наиболее низкие значения агпайтового индекса $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ характерны для порфиroidных гранитов массива.

На дискриминационных диаграммах порфиroidные и лейкократовые граниты, составляющие основную массу пород массива, располагаются в поле гранитоидов *M*-, *I*-, *S*-типов (рис. 6). Концентрация редкоземельных элементов в породах массива находится на уровне их средних содержаний для гранитов верхней части континентальной коры [46]. Порфиroidные и лейкократовые граниты массива имеют однотипный слабо фракционированный профиль распределения редкоземельных элементов (рис. 7), нормированный к хондриту [45], характеризующийся обогащением легкими и обеднением тяжелыми лантаноидами $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} - 6-19$, с наличием четко выраженной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.71-0.78$).

Рудоносные метасоматиты Березитового месторождения сложены своеобразными по составу турмалин-гранатсодержащими мусковит-кварцевыми породами. В направлении от гранитов к центру рудной залежи выделяются следующие основные типы измененных пород: слабоизмененный гранит – интенсивно измененный гранит – “темно-серые” тонкозернистые гранат-биотит-анортит-мусковит-кварцевые метасоматиты – “светло-серые” метасоматиты, преимущественно турмалин-гранат-кварцевого состава. Химические составы основных разновидностей метасоматических пород месторождения приведены в табл. 1, концентрации основных микроэлементов – в табл. 2. Анализ приведенных материалов показывает, что по отношению к вмещающим гранитам для состава метасоматитов характерны более низкие концентрации натрия, кальция, бария и стронция; высокие – калия, марганца и рубидия.

По отношению к гранитам, метасоматиты краевых частей рудной зоны характеризуются более высокими концентрациями редкоземельных элементов, тогда как в метасоматитах турмалин-гранат-мусковит-кварцевого состава основной части рудной зоны их содержания более низкие. Характер распределения редкоземельных элементов в метасоматитах, нормированный к хондриту [45], идентичен распределению в гранитах (рис. 7).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ

Цирконы из гранитов и метасоматитов по морфологии и окраске однотипны и довольно схожи между собой. Они представлены преимущественно хорошо ограненными однородными идиоморфными прозрачными бесцветными или розоватыми агрегатами короткопризматического, реже игольчатого габитуса, с размером выделений от 20 до 300 мкм. Изучение цирконов на микроанализаторе JXA8100 (ДВГИ ДВО РАН) показало, что в их составе, поми-

Таблица 1. Химический состав гранитоидов Хайтинско-Орогжанского массива и метасоматитов Березитового месторождения (% мас.)

Компо- нент	213	251	386	Вх-1*	Вх-2*	309	311	426	Вх-3*	206	245	258	313	356	379	361	380	430/1	8-1*	65	8-2*	6*	1267
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	66.24	64.65	65.73	68.71	68.32	67.62	68.8	69.1	69.57	73.62	71.26	73.8	70.7	72.8	74.6	73.32	72.96	73.92	65.4	68.3	69.4	67.6	64.7
TiO ₂	0.55	0.76	0.74	0.34	0.31	0.26	0.25	0.28	0.27	0.15	0.20	0.20	0.16	0.14	0.08	0.25	0.32	0.10	0.40	0.18	0.36	0.32	0.48
Al ₂ O ₃	14.07	15.36	14.42	15.80	16.28	16.31	15.6	16.8	15.73	13.30	13.63	13.2	14.46	13.2	13.27	13.03	12.62	13.17	16.9	15.7	17.8	18.1	17.3
Fe ₂ O ₃	4.78	3.81	4.12	3.34	3.00	1.19	1.81	1.4	2.58	1.70	2.04	1.53	1.51	1.00	0.87	1.35	1.60	0.95	4.41	2.16	2.31	3.46	5.00
FeO	3.02	2.54	2.32	—	—	2.40	1.92	1.28	—	1.17	2.21	1.23	1.70	1.70	1.56	1.58	2.04	1.28	—	1.48	—	—	1.78
MnO	0.10	0.15	0.12	0.09	0.09	0.07	0.09	0.05	0.06	0.05	0.08	0.04	0.10	0.05	0.05	0.06	0.08	0.05	0.96	0.40	0.10	1.47	0.68
MgO	1.10	0.88	0.72	0.94	0.83	1.22	0.9	0.72	0.73	0.62	0.87	0.82	0.75	0.72	0.35	0.39	0.27	0.28	1.04	0.80	0.48	0.42	0.77
CaO	2.32	2.08	2.12	3.14	3.23	2.94	2.7	2.12	2.02	1.73	1.21	0.87	2.20	1.25	0.87	0.70	0.72	1.05	2.76	3.05	0.22	0.26	0.17
Na ₂ O	3.98	4.26	3.74	4.56	4.66	4.05	4.00	4.32	4.23	3.52	3.62	3.43	3.90	3.50	4.00	3.21	3.11	3.37	0.26	0.37	0.15	0.18	0.23
K ₂ O	3.70	4.19	4.37	2.78	3.01	2.85	2.85	3.17	4.5	3.56	3.93	4.09	4.00	4.70	4.30	5.69	6.07	5.88	5.06	6.00	5.93	5.27	6.15
H ₂ O ⁻	0.00	0.07	0.12	—	—	0.00	0.00	0.00	—	0.05	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.20	0.28	0.34	—	—	0.3	0.43	0.2	—	0.30	0.54	0.31	0.34	0.38	0.47	0.06	0.04	0.00	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.17	0.28	0.21	0.14	0.12	0.22	0.16	0.15	0.10	0.13	0.10	0.11	0.10	0.10	0.08	0.15	0.17	0.12	0.14	0.08	0.14	0.02	0.19
п.п.п.	0.20	0.28	0.83	0.88	0.93	0.26	0.21	0.17	1.01	0.11	0.24	0.12	0.19	0.2	0.17	0.15	0.00	0.42	1.59	1.03	2.27	2.17	1.32
Сумма	100.4	99.59	99.9	100.72	100.78	99.69	99.8	99.8	100.8	100.0	100.0	99.8	100.1	99.8	100.7	100.4	100.7	100.9	99.0	99.6	99.2	99.3	99.5

Примечание. 1–3 – гнейсовидные гранодиориты; 4–8 – порфиридные граниты; 9–15 – лейкократовые граниты; 16–18 – аплитовидные граниты; 19–20 – гранат-биотит-анортит-мусковит-кварцевые метасоматиты краевых частей рудной зоны месторождения; 21–23 – турмалин-гранат-мусковит-кварцевые метасоматиты рудоносной зоны; жирным шрифтом выделены пробы, использованные для U-Pb изотопных исследований. * – анализы выполнены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Рюнегг фирмы Bruker AXS (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Е.А. Ноздрачев). Содержание основных петрогенных компонентов в других пробах выполнено стандартным химическим методом (ДВГИ ДВО РАН). Прочерк – не анализировалось.

Таблица 2. Микроэлементный состав (г/т) гранитов Хайктинско-Орогжанского массива и метасоматитов Березитового месторождения.

Номер пробы	Вх-1	Вх-2	309	Вх-3	356	4-А	8-1	65	8-2	16	1103	1267	1275
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Be	1.6	2.1	2.2	1.5	1.4	2.4	2.7	2.2	2.1	1.1	1.6	0.7	1.7
Ba	1122.8	1156.8	923.8	1159.0	2123.0	447.6	346.2	315.3	189.1	111.1	144.8	69.1	564.3
Cs	0.8	1.4	0.5	1.9	1.0	3.4	1.9	3.0	1.3	1.3	0.8	0.8	1.2
Rb	58.1	119.3	89.8	156.3	132.8	203.7	242.5	200.6	276.6	179.2	218.6	118.76	206.5
Sr	883.1	474.0	568.1	326.7	296.6	84.3	126.0	100.6	37.3	14.5	13.7	5.1	46.9
Ga	19.7	17.9	18.0	17.6	14.8	17.4	20.3	18.1	20.7	17.4	19.5	11.3	26.1
Ta	1.1	0.7	0.8	0.8	0.6	0.9	1.0	0.8	1.2	0.6	0.8	0.4	1.7
Nb	14.7	10.0	13.2	9.7	8.2	10.3	14.1	10.5	17.8	9.2	13.6	5.0	27.9
Hf	6.8	4.9	4.3	4.9	2.1	4.3	5.8	4.6	6.6	4.2	7.0	2.0	12.6
Zr	264.2	173.7	162.9	173.4	72.9	153.9	217.9	167.5	238.7	157.2	263.6	87.8	508.7
Y	24.9	17.1	16.5	18.3	16.1	19.2	26.0	15.6	7.9	14.6	18.9	11.6	54.8
Th	15.3	10.0	7.5	10.6	5.4	11.8	25.2	13.2	21.8	9.8	23.2	5.8	28.4
U	2.9	2.4	2.1	5.7	1.1	3.8	6.5	4.4	4.7	2.5	3.3	1.3	6.6
Cr	21.5	12.4	14.2	12.3	11.9	10.8	9.2	6.6	6.0	35.0	17.9	10.6	197.6
Ni	12.4	8.8	11.2	12.4	10.7	8.9	8.3	6.3	3.0	5.4	14.5	9.3	12.6
Co	8.2	4.1	5.1	24.2	2.1	5.3	7.2	4.5	1.2	2.4	1.9	20.7	11.0
V	46.6	28.3	27.2	29.8	7.8	27.3	33.8	23.8	29.0	25.8	26.3	17.7	32.8
Pb	208.0	16.7	20.4	16.5	28.9	1396	259	62.3	38.0	2328.0	2713	810	230
Zn	65.3	341.5	42.5	460.9	28.5	975	1460	98.1	63.0	10106	5351	6086	443
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.47	4.25	0.25	0.50	45.14	24.35	24.12	5.10
Mo	1.66	1.28	0.87	3.37	0.94	1.70	3.40	1.35	0.76	3.71	1.05	0.87	29.73
Sn	18.03	3.30	1.73	1.86	1.64	7.03	1.45	1.51	1.59	5.37	6.76	3.05	3.40
W	1.50	5.06	2.70	32.18	1.90	7.90	10.65	9.37	17.42	9.73	13.20	21.03	25.78
La	50.34	34.66	22.35	42.06	15.39	50.69	63.99	31.53	23.10	28.28	52.24	15.58	77.19
Ce	100.3	67.89	48.22	77.24	24.64	94.54	130.24	61.19	40.40	52.44	97.04	30.23	157.29
Pr	10.88	7.62	6.07	8.17	2.75	10.43	14.10	6.78	4.02	5.56	9.80	3.18	17.81
Nd	41.57	27.55	20.82	29.37	10.93	37.66	51.68	24.11	13.56	19.05	33.17	11.44	66.88
Sm	7.40	4.65	3.95	5.03	2.31	6.54	8.48	4.05	2.02	3.26	5.05	1.84	12.03
Eu	1.66	1.19	0.95	1.17	0.60	1.49	1.78	0.95	0.57	0.76	0.89	0.28	2.25
Gd	6.72	4.50	3.37	4.69	2.70	5.99	8.23	3.96	1.71	3.32	4.93	2.04	12.09
Tb	0.90	0.59	0.48	0.66	0.47	0.77	1.05	0.51	0.26	0.50	0.59	0.32	1.75
Dy	5.12	3.57	2.92	3.43	2.68	3.94	5.39	2.93	1.25	2.80	3.41	1.93	10.57
Ho	1.00	0.65	0.55	0.67	0.63	0.79	1.08	0.57	0.34	0.57	0.75	0.43	2.19
Er	2.75	1.78	1.57	1.89	1.76	2.02	2.72	1.63	1.12	1.53	2.10	1.30	6.06
Tm	0.41	0.28	0.28	0.32	0.30	0.35	0.46	0.22	0.21	0.24	0.32	0.20	0.91
Yb	2.37	1.78	1.73	1.63	1.65	1.96	2.47	1.70	1.63	1.55	2.60	1.65	5.40
Lu	0.42	0.30	0.30	0.26	0.30	0.35	0.37	0.26	0.27	0.19	0.41	0.22	0.88
(La/Yb) _n	15.24	13.97	9.27	18.51	6.69	18.55	18.58	13.30	10.17	13.09	14.41	6.77	10.25
Eu/Eu*	0.71	0.78	0.78	0.72	0.73	0.71	0.64	0.72	0.91	0.70	0.54	0.44	0.56

Примечание. 1–5 – интрузивные породы Хайктинско-Орогжанского массива: 1–3 – порфиридные граниты, 4–5 – лейкократовые граниты; 6–13 – метасоматические породы Березитового месторождения: 6–8 – гранатсодержащие метасоматиты краевых частей рудной зоны, 9–13 – гранатсодержащие мусковит-кварцевые метасоматиты с сульфидной минерализацией. Жирным шрифтом выделены пробы, использованные для U-Pb изотопных исследований. $Eu/Eu^* = 2(Eu_n)/(Sm_n + Gd_n)$. Анализы выполнены методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7500 в ДВГИ ДВО РАН (аналитики М.Г. Блохин, Е.В. Еловский).

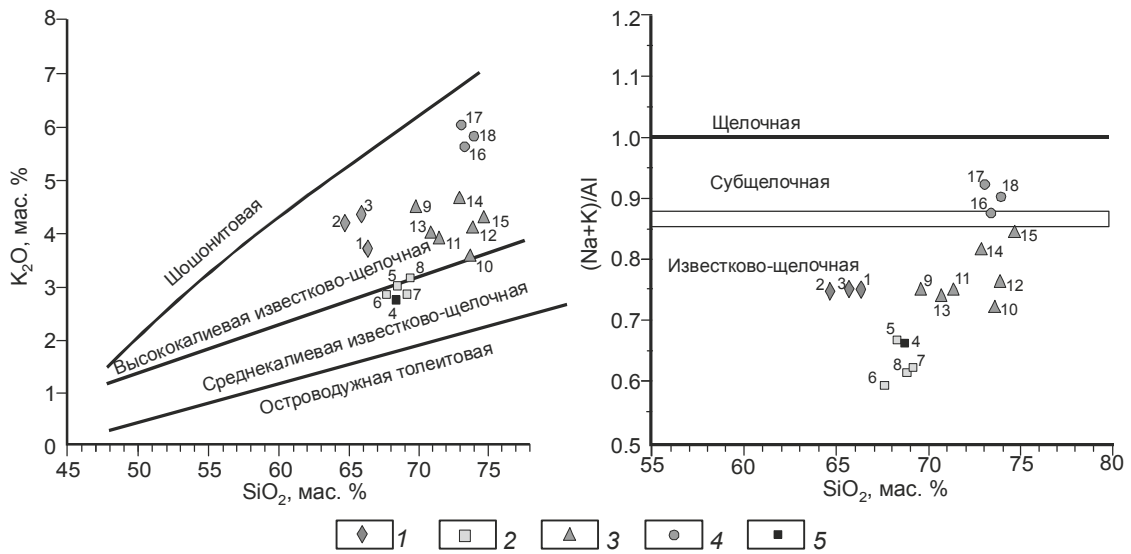


Рис. 5. Классификационные диаграммы $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ для гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива.

1 – гнейсовидные биотит-роговообманковые гранодиориты; 2 – порфиroidные биотит-роговообманковые граниты; 3 – лейкократовые биотитовые граниты; 4 – аплитовидные граниты; 5 – образец порфиroidных гранитов, использованный для U-Pb изотопных исследований. Номера точек соответствуют номерам проб в табл. 1. Поля магматических серий – по [49].

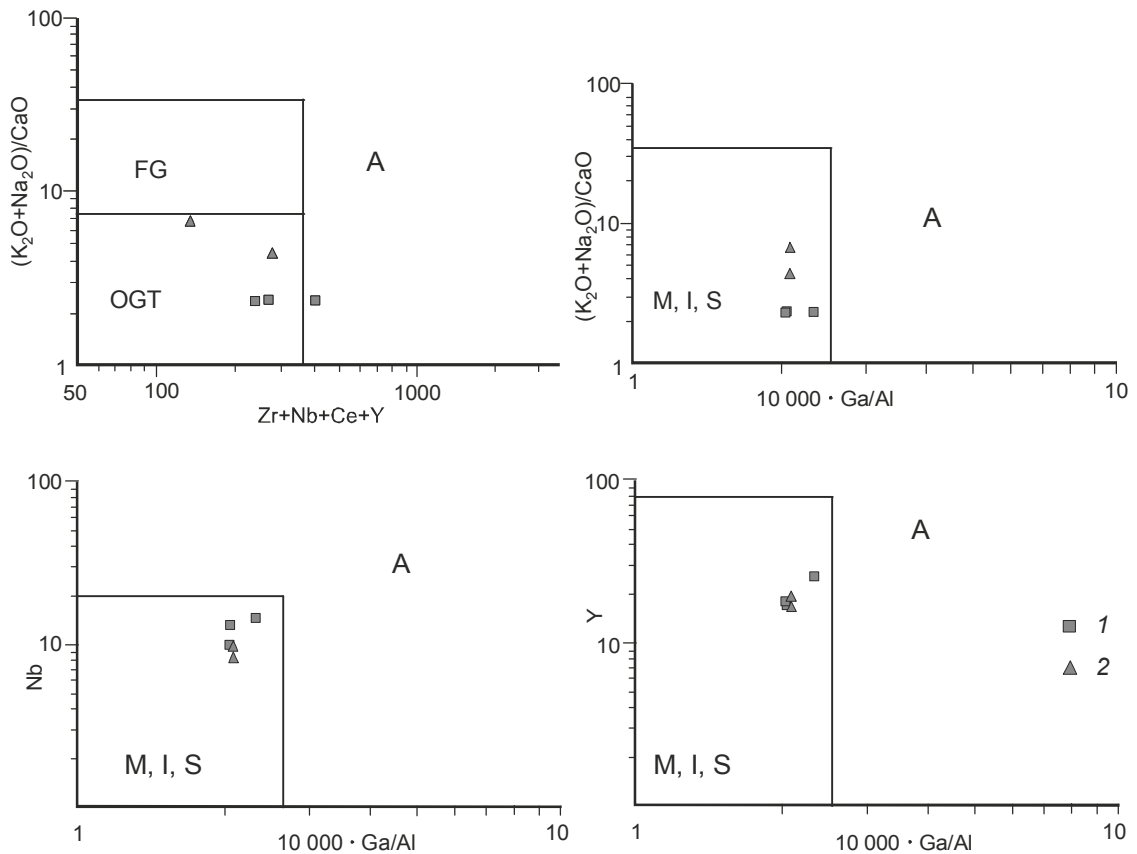


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы [47, 48] для порфиroidных биотит-роговообманковых (1) и биотитовых лейкократовых (2) гранитов Хайктинско-Орогжанского массива.

FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты M-, I-, S-типов; A – граниты A-типа.

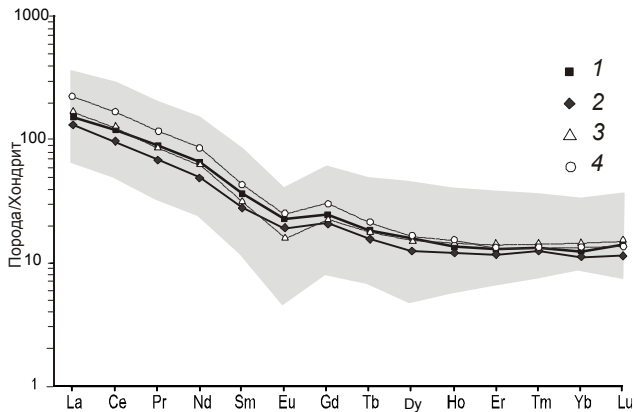


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в гранитах и рудоносных метасоматитах Березитового рудного поля.

1–2 – гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива: 1 – биотит-роговообманковые порфиroidные граниты (среднее из 3 анализов), 2 – лейкократовые биотитовые граниты (среднее из 2 анализов); 3–4 – рудоносные метасоматиты Березитового месторождения: 3 – “светлые” турмалин-гранат-мусковит-кварцевые с золото-полиметаллическим оруденением (среднее из 3 анализов), 4 – “темно-серые” турмалин-гранат-мусковит-биотит-ортоклаз-анортит-кварцевые метасоматиты краевых частей рудоносной зоны (среднее из 4 анализов); Серое поле – диапазон вариации редкоземельных элементов в изученных пробах. Нормировано по [45].

мо циркония, отмечается присутствие только HfO_2 (0–1.56 %). Включений других минеральных фаз в зернах циркона не выявлено.

Катодолуминесцентные изображения циркона из гранитов и метасоматитов показывают, что они имеют ярко выраженное ядро, с незональной или слабо зональной текстурой, и краевые оторочки с тонкоритмичной зональностью роста (рис. 8).

Результаты проведенных изотопно-геохронологических исследований цирконов приведены в табл. 3 и 4. Средневзвешенный возраст краевых зон цирконов из порфиroidных гранитов Хайктинско-Орогжанского массива, по данным SHRIMP-II, рассчитанный по восьми точкам, составляет 344.8 ± 3.3 млн лет, а по результатам LA-ICP-MS, рассчитанный по 9 точкам, – 344.9 ± 7.8 млн лет (рис. 9). Средневзвешенный конкордантный возраст для ядерных частей цирконов, полученный с помощью метода LA-ICP-MS, рассчитанный по 11 точкам, составляет 354.8 ± 2.0 млн лет. Однако, при этом, в ядерных частях отдельных цирконов были выявлены и более древние датировки, средневзвешенный конкордантный возраст которых составляет 1828 ± 42 млн лет, а дискордантный – 1477 ± 38 млн лет. Таким образом, с учетом полученных данных по двум методам, можно

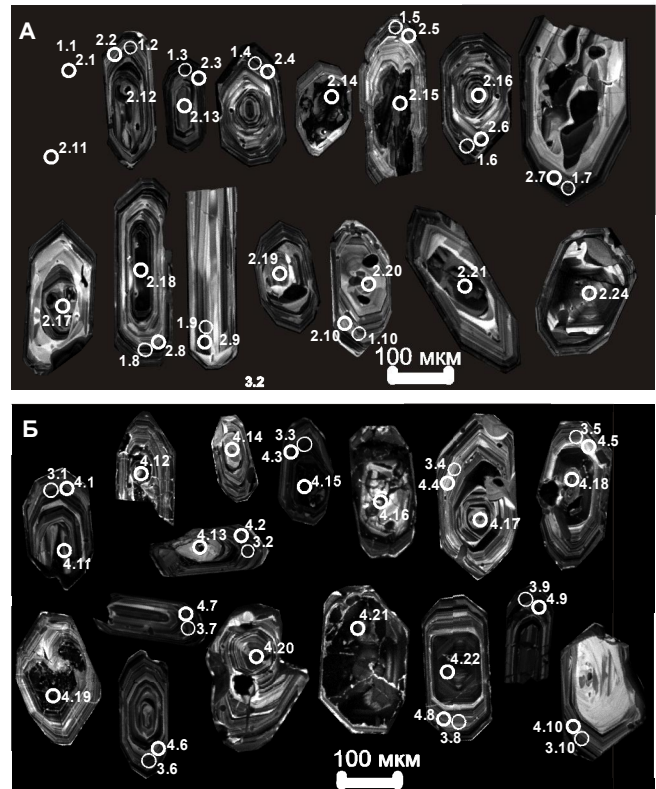


Рис. 8. Изображение цирконов из порфиroidных гранитов Хайктинско-Орогжанского массива (А) и рудоносных метасоматитов (Б) Березитового месторождения в катодолуминесцентном излучении. Кружком показаны точки измерений. Номера измерений соответствуют номерам анализов, приведенных в табл. 3 и 4.

считать, что возраст гранитов Хайктинско-Орогжанского массива составляет 344–355 млн лет.

По результатам SHRIMP-II величина средневзвешенного изотопного возраста для краевых зон цирконов из рудоносных метасоматитов Березитового месторождения, рассчитанная по 9 точкам, составляет 335.9 ± 4.8 млн лет (рис. 10). Средневзвешенная возрастная датировка этих же образований по результатам LA-ICP-MS оценивается в 323.1 ± 7 млн лет (по данным 6 точек). Однако установлены и более молодые единичные датировки краевых зон цирконов (276 ± 7 , 208 ± 6 , 189 ± 7 млн лет). По результатам LA-ICP-MS средневзвешенный конкордантный возраст ядерных частей цирконов из рудоносных метасоматитов, рассчитанный по 8 точкам, составляет 366 ± 2.6 млн лет. В ядерных частях отдельных агрегатов цирконов выявлены и более древние датировки, конкордантный возраст которых составляет 1846.8 ± 9 млн лет, а дискордантный – 1742 ± 4 ; 1680 ± 7 ; 1602 ± 5 млн лет.

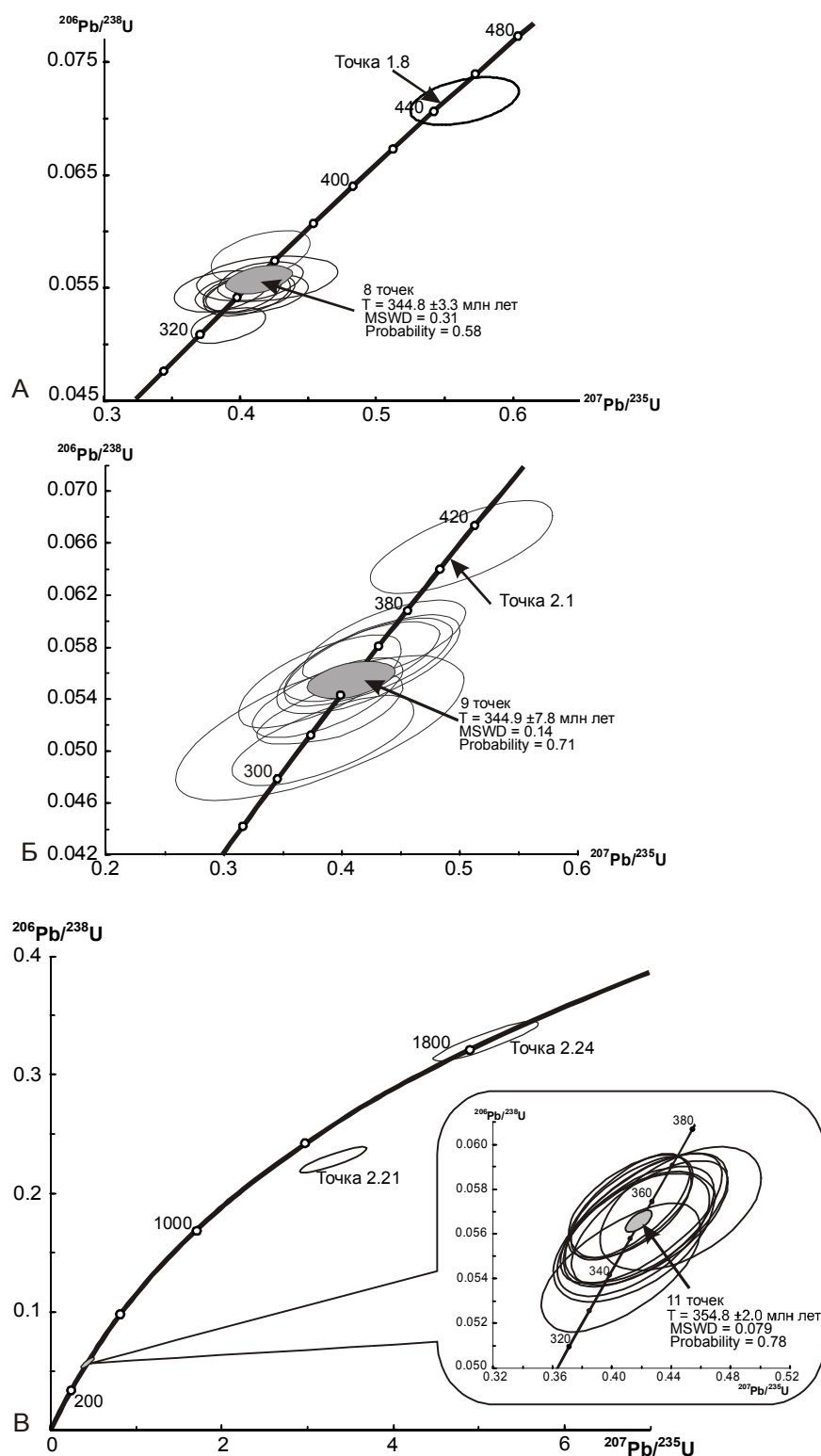


Рис. 9. Диаграммы с конкордиями для краевых зон (А, Б) и ядерных частей (В) зерен цирконов из гранитов Хайктинско-Орогжанского массива, полученные методами SIMS (А) и LA-ICP-MS (Б и В).

На врезке диаграммы В показан фрагмент конкордии в области возрастного диапазона 320–360 млн лет. Значения возрастов для отдельных изолированных точек приведены в табл. 3 и 4.

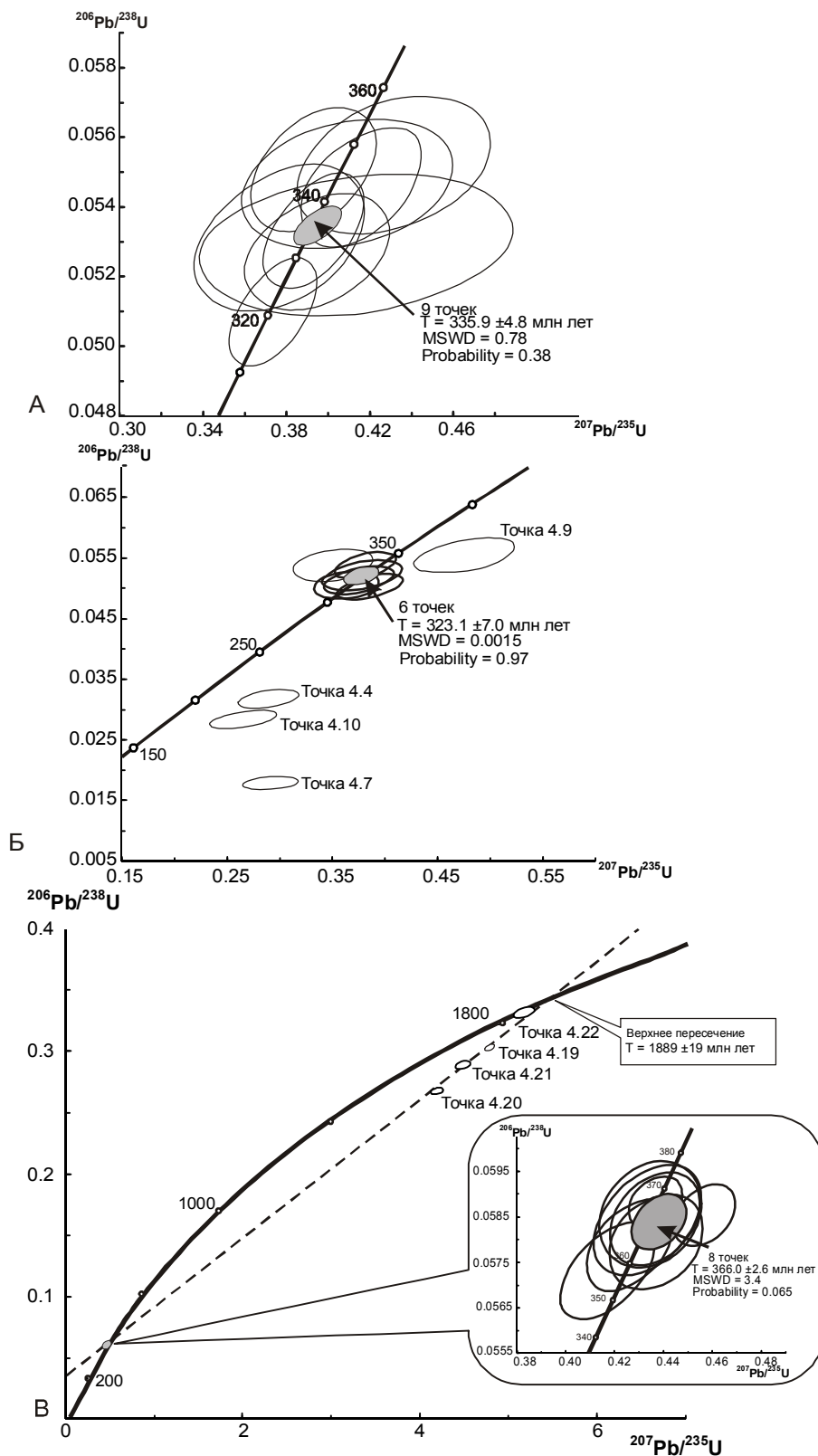


Рис. 10. Диаграммы с конкордиями для краевых зон (А, Б) и ядерных частей (В) зерен цирконов из рудоносных метасоматитов Березитового месторождения, полученные методом SIMS (А) и методом LA-ICP-MS (Б, В).

На врезке диаграммы В показан фрагмент конкордии в области возрастного диапазона 340–380 млн лет. Значения возрастов для отдельных изолированных точек приведены в табл. 3 и 4.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде чем приступить к геологической интерпретации полученных новых геохронологических результатов, следует особо остановиться на методических аспектах данной работы, поскольку здесь для одних и тех же зерен циркона были использованы два различных локальных метода измерений U-Pb изотопных соотношений. В этой связи представляет особый интерес сопоставление полученных результатов, поскольку в нашей стране метод SIMS имеет довольно широкое распространение, а метод LA-ICP-MS сравнительно редко применяется для решения подобных задач геохронологии.

Сравнение аналитических возможностей методов SIMS и LA-ICP-MS показывает, что эффективность (отношение детектированных ионов к общему числу атомов, поступивших в масс-анализатор [41]) квадрупольного масс-спектрометра с лазерной абляцией ниже эффективности вторично-ионного микрозонда высокого разрешения. Эффективность аналитической системы метода LA-ICP-MS при измерении тяжелых масс находится на уровне 0.04 %, тогда как для SHRIMP-II эта величина составляет около 1 % [40]. Однако более низкую эффективность метода LA-ICP-MS частично компенсирует более высокий уровень абляции материала лазером по сравнению с ионным микрозондом, что в результате приводит к более высокой чувствительности (отношение каунтов в секунду на единицу концентрации, как правило на 1 ppm) плазменного масс-спектрометра с лазерной абляцией. Чувствительность метода LA-ICP-MS для ^{206}Pb составляет порядка 600 cps/ppm* при диаметре кратера абляции 30 мкм и 1800 cps/ppm – при 50 мкм, тогда как SHRIMP-II характеризуется чувствительностью в 0.8 cps/ppm для пятна измерения 25 мкм [40].

При измерении U-Pb изотопных отношений методом LA-ICP-MS используется скорость удаления материала 0.5–1 мкм/секунду (при импульсной частоте повторения 10 Гц) и длительность измерения равняется 100–120 сек, а при SHRIMP-II анализе уровень распыления составляет приблизительно 1 нанометр в секунду при типичной длительности анализа 15 минут. Таким образом, во время лазерного удаления используется существенно больше материала, относительно используемого при SHRIMP-II измерении (от 0.1 до 10 микрограмм по сравнению с

2 нанограммами, соответственно), а само измерение занимает более короткий промежуток времени.

Приведенные выше материалы (рис. 9 и рис. 10) иллюстрируют хорошую согласованность U-Pb возрастов, полученных методами LA-ICP-MS и SIMS при анализе соответствующих зон в одних и тех же зернах циркона. Из десяти зерен циркона, отобранных из гранитных проб и проанализированных обоими методами датирования, выделяются только два зерна, которые имеют U-Pb возраста, существенно превышающие конкордантные величины. Обусловлено это захватом материала из ядер циркона, которые характеризуются относительно высокими возрастными оценками (рис. 9 В; рис. 10 В; табл. 3, 4). Цирконы из рудоносных метасоматитов показали конкордантные SHRIMP-II возраста (рис. 10 А, табл. 3). В то же время, четыре кристалла из этих цирконов при анализе с лазерной абляцией имеют несогласованный возраст (рис. 10 Б, табл. 4), что, вероятно, могло произойти или из-за потери свинца, или из-за смешения материала от различных зон роста.

Таким образом, полученные нами результаты свидетельствуют о том, что, несмотря на существенные различия между методиками SIMS и LA-ICP-MS, последний метод позволяет измерять U-Pb возраста с точностью, сопоставимой с данными, полученными на приборе SHRIMP-II. В связи с этим можно считать, что датировки ядерных зон цирконов, полученные методом LA-ICP-MS, являются вполне достоверными, что крайне важно при геологической интерпретации полученных изотопных данных.

Результаты проведенных геохронологических исследований показывают, что магматические образования Хайктинско-Орогжанского массива по возрастным датировкам относятся не к раннепротерозойским образованиям позднестанового комплекса, а, вероятней всего, представляют самостоятельный комплекс гранитоидов позднего палеозоя, точнее – раннего карбона. Полученные данные являются первым аргументированным свидетельством о проявлении в пределах восточного окончания Селенгино-Станового орогенного пояса позднепалеозойского магматизма.

По мнению ряда исследователей, земная кора в пределах юго-восточной части Сибирского кратона претерпела на рубеже 1.9 млрд лет существенные преобразования в связи с широко проявленными тектоно-метаморфическими процессами [5, 7], что и обусловило формирование массивов гранитоидов позднестанового и тукурингского комплексов. Время формирования гранитоидов тукурингского комплекса в зонах долгоживущих разломов Алдано-Станового щита составляет 1.88–1.86 млрд лет назад

* cps/ppm – интенсивность сигнала (имп/сек), генерируемого детектором при анализе образца с содержанием аналита 1 ppm (мг/л).

Таблица 3. Результаты U-Pb-изотопных исследований цирконов из гранитов и рудоносных метасоматитов Березитового месторождения (по данным SHRIMP-II).

Точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U, ррп	Th, ррп	$^{206}\text{Pb}^*,$ ррп	Изотопные отношения				Возраст, млн лет		D, %
					$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
Порфириновый биотит-роговообманковый гранит											
1.1	0.45	288	173	13.8	17.96±1.5	0.0584±4.8	0.420±5.0	0.05567±1.5	349.2±5.1	356.1±18	-2
1.2	0.31	448	323	21.0	18.39±1.4	0.0572±3.9	0.410±4.1	0.05436±1.4	341.3±4.6	348.9±14	-2
1.3	—	797	558	35.2	19.42±1.3	0.0542±2.5	0.392±2.8	0.05151±1.3	323.8±4.0	335.8±9	-4
1.4	0.32	687	429	32.2	18.39±1.3	0.0569±3.1	0.408±3.4	0.05436±1.3	341.2±4.3	347.4±12	-2
1.5	0.18	718	420	33.6	18.39±1.3	0.0553±2.5	0.404±2.8	0.05438±1.3	341.4±4.3	344.5±10	-1
1.6	0.24	797	506	38.1	18.02±1.3	0.0563±2.8	0.416±3.1	0.05550±1.3	348.2±4.3	353.2±11	-2
1.7	0.22	487	321	22.9	18.33±1.4	0.0532±3.4	0.387±3.6	0.05455±1.4	342.4±4.5	332.2±12	3
1.8	0.00	1464	838	90.0	13.98±1.2	0.0573±2.6	0.565±2.9	0.07155±1.2	445.5±5.2	454.8±13	-2
1.9	0.17	377	345	18.8	17.32±1.7	0.0537±3.1	0.416±3.5	0.05774±1.7	361.9±5.8	353.2±12	3
1.10	0.15	438	312	20.5	18.44±1.4	0.0556±2.8	0.406±3.2	0.05423±1.4	340.4±4.7	346.0±11	-2
Турмалин-гранат-мусковит-кварцевый метасоматит											
3.1	—	939	725	46.8	17.20±1.3	0.0540±2.2	0.433±2.5	0.05813±1.3	364.2±4.4	365.3±9	0
3.2	0.21	738	740	34.7	18.32±1.3	0.0552±2.4	0.416±2.8	0.05458±1.3	342.6±4.3	353.2±10	-3
3.3	0.14	1185	945	51.9	19.63±1.2	0.0532±1.9	0.374±2.3	0.05095±1.2	320.4±3.8	322.6±7	-1
3.4	0.43	347	179	16.5	18.11±1.5	0.0567±4.2	0.431±4.4	0.05520±1.5	346.4±4.9	363.9±16	-5
3.5	0.91	310	178	14.2	18.89±1.6	0.0567±7.2	0.414±7.4	0.05293±1.6	332.5±5.1	351.8±26	-6
3.6	0.12	594	493	28.1	18.16±1.3	0.0517±2.8	0.393±3.1	0.05507±1.3	345.0±4.5	336.6±10	3
3.7	0.33	759	777	34.5	18.98±1.3	0.0543±3.3	0.395±3.6	0.05270±1.3	331.0±4.2	338.0±12	-2
3.8	0.62	472	220	22.3	18.29±1.4	0.0543±4.9	0.409±5.1	0.05467±1.4	343.1±4.7	348.2±18	-2
3.9	0.15	951	206	43.6	18.76±1.3	0.0535±2.1	0.393±2.5	0.05330±1.3	334.8±4.1	336.6±8	-1
3.10	0.32	447	386	20.5	18.84±1.6	0.0515±4.1	0.377±4.4	0.05308±1.6	333.4±5.2	324.8±14	3

Примечание. Анализы выполнены с помощью прецизионного ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие свинца, соответственно. Ошибки (в %) приведены для интервала 1σ. Ошибка калибровки стандарта – 0.66%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность, в %, = $(1 - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} : ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 100$.

Таблица 4. Результаты U-Pb-изотопных исследований цирконов из гранитов и рудоносных метасоматитов Безытового месторождения (по данным LA-ICP-MS).

Точки анализа	Изотопные отношения (± %)			Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
Порфирированный биотит-роговообманковый гранит						
2.1.г	0.06075±8.71	0.48034±6.59	0.06404±2.26	398.3±22	400.2±8.8	0.5
2.2.г	0.06131±13.51	0.38342±8.22	0.05066±2.78	329.6±23	318.6±8.7	-1
2.3.г	0.05960±6.85	0.38031±13.24	0.05169±4.41	327.3±37	324.9±14	-1
2.4.г	0.05961±7.36	0.38871±6.52	0.05282±2.23	333.4±19	331.8±7.2	-0.5
2.5.г	0.06013±6.75	0.42178±6.94	0.05682±2.45	357.3±21	356.3±8.5	0
2.6.г	0.05927±7.36	0.41601±6.52	0.05685±2.23	353.2±19	356.5±7.7	1
2.7.г	0.05568±7.51	0.38035±7.42	0.05533±2.66	327.3±21	347.2±9.0	6
2.8.г	0.06038±8.00	0.43531±6.58	0.05840±2.26	366.9±20	365.9±8.1	0
2.9.г	0.06029±6.78	0.42153±7.58	0.05663±2.75	357.1±23	355.1±9.5	-0.5
2.10.г	0.05813±7.04	0.38748±6.70	0.05400±2.31	332.5±19	339.0±7.6	2
2.11.z	0.06323±5.3	0.44598±5.0	0.05713±2.0	374.5±15.6	358.1±6.9	-4
2.12.z	0.05834±4.4	0.41209±4.1	0.05722±1.6	350.4±12.1	358.7±5.8	2
2.13.z	0.06095±5.4	0.42497±5.1	0.05648±2.0	359.6±15.4	354.2±7.0	-2
2.14.z	0.06005±5.3	0.41762±5.0	0.05633±2.0	354.3±14.8	353.3±6.8	0
2.15.z	0.05822±4.4	0.41136±4.1	0.05724±1.7	349.9±12.1	358.8±5.8	2
2.16.z	0.06033±5.8	0.40571±5.4	0.05447±2.1	345.8±15.8	341.9±7.2	-1
2.17.z	0.05992±5.4	0.41387±5.1	0.05595±2.0	351.7±15.1	350.9±6.9	0
2.18.z	0.06036±5.6	0.42255±5.3	0.05671±2.1	357.9±16.0	355.6±7.3	-0.5
2.19.z	0.05992±5.7	0.41931±5.3	0.05668±2.1	355.6±15.9	355.4±7.3	0
2.20.z	0.05854±4.4	0.41302±4.1	0.05715±1.6	351.0±12.1	358.3±5.7	2
2.21.z	0.11756±5.3	3.28145±4.9	0.22611±2.0	1476.7±38.3	1314.1±23.4	-12
2.22.z	0.06011±5.7	0.41455±5.4	0.05586±2.1	352.1±16.0	350.4±7.3	-1
2.24.z	0.12470±5.4	5.05029±5.0	0.32807±2.1	1827.8±42.5	1829.0±32.9	0
Турмалин-гранат-мусковит-кварцевый метасоматит						
4.1.г	0.05726±3.4	0.37991±3.2	0.05375±1.7	327.0±8.9	337.5±5.55	3
4.2.г	0.05906±3.9	0.37412±3.6	0.05132±1.9	322.7±10.1	322.6±5.85	0
4.3.г	0.06204±3.5	0.38452±3.3	0.05022±1.7	330.4±9.4	315.9±5.33	4
4.4.г	0.07370±4.5	0.28758±4.2	0.03162±2.0	256.7±9.5	200.7±3.94	-28
4.5.г	0.05817±3.7	0.36203±3.5	0.05044±1.8	313.7±9.5	317.2±5.47	1
4.6.г	0.05861±4.4	0.37683±4.1	0.05210±2.0	324.7±11.5	327.4±6.27	1
4.7.г	0.13769±4.6	0.29976±4.4	0.01764±2.0	266.2±10.2	112.7±2.23	-135
4.8.г	0.05262±4.7	0.34934±4.5	0.05380±2.0	304.2±11.7	337.8±6.73	10
4.9.г	0.07039±4.9	0.48113±4.7	0.05539±2.2	398.8±15.5	347.5±7.33	-14
4.10.г	0.07577±5.3	0.26361±5.0	0.02819±2.2	237.6±10.6	179.2±3.91	-33
4.11.z	0.05511±1.11	0.43654±1.03	0.05880±0.41	368.5±3.2	360.9±1.5	-2
4.12.z	0.05340±1.87	0.42611±1.75	0.05787±0.71	360.4±5.3	362.6±2.5	1
4.13.z	0.05274±2.05	0.41673±1.91	0.05730±0.77	353.7±5.7	359.2±2.7	1
4.14.z	0.05412±1.87	0.43611±1.73	0.05845±0.72	367.5±5.3	366.2±2.5	0
4.15.z	0.05381±2.12	0.43437±1.98	0.05855±0.82	366.3±6.1	366.8±2.9	0
4.16.z	0.05377±2.21	0.43311±2.07	0.05842±0.86	365.4±6.4	366.0±3.1	0
4.17.z	0.05657±1.22	0.45656±1.13	0.05853±0.48	381.9±3.6	366.7±1.7	-4
4.18.z	0.05466±1.92	0.43664±1.79	0.05794±0.74	367.9±5.5	363.1±2.6	-1
4.19.z	0.11460±0.47	4.77802±0.42	0.30240±0.27	1781.0±3.6	1703.2±4.1	-5
4.20.z	0.11444±0.75	4.19742±0.68	0.26601±0.43	1673.5±5.6	1520.5±5.8	-10
4.21.z	0.11290±0.83	4.48620±0.76	0.28820±0.48	1728.4±6.3	1632.5±6.9	-6
4.22.z	0.11354±1.06	5.18312±0.96	0.33108±0.61	1849.8±8.2	1843.6±9.9	0

Примечание. г – краевые зоны цирконов; z – ядра цирконов. Погрешности единичных анализов – 1σ. Ошибка калибровки стандарта ТЕМОРА – 1.75 %, стандарта 91500 – 1.44 %. D – дискордантность, в %, = $(1 - \frac{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}) \times 100$. Анализы выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции пробы UP-213. Аналитик В.И. Киселев.

[21], с U-Pb датировками по циркону 1866 ± 95 млн лет [25] и 1840 ± 9 млн лет [10]. Возраст пород Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива, фрагменты которого в виде ксенолитов широко фиксируются в гранитоидах Хайктинско-Орогжанского массива, составляет 1866 ± 6 млн лет [2]. Приведенные данные показывают, что выявленные наиболее древние датировки в ядерных частях цирконов из гранитов Хайктинско-Орогжанского массива (1828 ± 42 млн лет и 1846.8 ± 9 млн лет) вполне согласуются с выше приведенными данными других исследователей о возрасте гранитизации древних гранитно-метаморфических комплексов района. Они соответствуют общей истории геологического развития региона и отражают раннепротерозойский этап регионально-метаморфизма, проявленного в породах древнего кристаллического фундамента.

Полученные авторами новые геохронологические данные, наряду с петрохимическими и геохимическими характеристиками рассмотренных пород, свидетельствуют о том, что формирование рассматриваемых гранитоидов в пределах восточного окончания Селенгино-Станового орогенного пояса отражает проявление герцинского тектономагматического цикла, который сопровождался плавлением древней докембрийской коры и способствовал формированию массивов палингенных гранитов. Палингенная природа гранитов Хайктинско-Орогжанского массива доказывается явлениями гибридности и ассимиляции вмещающих метаморфических пород могочинской серии на контакте с гранитами, а также подтверждается отдельными древними датировками ядерных частей цирконов. Это предполагает их формирование за счет плавления высокометаморфизованных пород фундамента, что в принципе не противоречит уже установившимся взглядам на природу древних магматических комплексов в регионе.

В пределах Верхнего Приамурья проявления палеозойского интрузивного магматизма установлены в пределах восточной окраины Аргунского супертеррейна. На данной территории выявлены мелкие блоки раннепалеозойских субщелочных лейкократовых гранитов с возрастом, по данным U-Pb метода, $467-472$ млн лет [28], а также серия небольших позднепалеозойских массивов урушинского комплекса, габбро-диорит-гранодиорит-гранитного состава, которые датируются тем же методом в $274-278$ млн лет [29]. По изотопно-геохимическим характеристикам образования урушинского комплекса соответствуют гранитам I-типа, формирование которых протекало условиях активной континентальной коры. По мнению ряда исследователей [1], с проявлением позднепалеозойского магматизма на данной территории связано формиро-

вание серий мелких рудопроявлений золота, представленных полисульфидно-кварцевой и существенно кварцевой формациями.

В качестве возможного близкого аналога гранитов Хайктинско-Орогжанского массива вероятней всего могут рассматриваться палеозойские гранитоиды олекминского гранит-лейкогранитового комплекса, которые весьма широко развиты на сопредельной территории Восточного Забайкалья вдоль юго-восточного края Селенгино-Станового пояса, пространственно тяготея к Монголо-Охотской сутурной зоне. В состав олекминского комплекса входят массивы порфиридных гранодиоритов, умеренно кислых гранитов и лейкогранитов [31]. Известково-щелочные гранитоиды данного комплекса часто содержат в себе ксенолиты древних габброидов. Граниты имеют палингенную природу, их формирование происходило за счет плавления докембрийских метаморфогенных толщ, подвергшихся ультраметаморфизму. Возрастные рамки олекминского комплекса до сих пор во многом не определены и дискуссионны. Однако для палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья, в том числе и для магматических образований, относимых к олекминскому комплексу, отчетливо выделяется два возрастных рубежа: раннепалеозойский ($476-431$ млн лет) и позднепалеозойский ($343-318$ млн лет) [16]. При этом заключительный этап магматизма в регионе проявился в виде формирования интрузивных массивов гранит-лейкогранитного состава. Одним из типовых представителей образований олекминского гранит-лейкогранитного комплекса является Жарчинский массив, расположенный в северной части Дарасунского золоторудного месторождения, для которого, по результатам Rb-Sr изотопных датировок, установлен возраст 343 ± 7.6 млн лет [15].

Более детально изучены позднепалеозойские магматические образования Западного Забайкалья, представленные значительными по объему известково-щелочными и щелочными гранитоидами, слагающими Монголо-Забайкальский пояс. Предполагается, что позднепалеозойский магматизм на данной территории происходил на постколлизийной ($330-310$ млн лет назад), переходной ($305-285$ млн лет назад) и внутриплитной ($285-275$ млн лет назад) стадиях герцинского цикла [35, 36]. В ранний этап позднепалеозойского магматизма происходило формирование баргузинского комплекса, представленного высококалийными известково-щелочными гранитами, слагающими крупный Ангаро-Витимский батолит [26, 36]. Характерной особенностью гранитоидов этого этапа является автохтонный характер их образования путем плавления вмещающих гранитоиднейсов.

Приведенные выше данные показывают, что полученные датировки возраста Хайктинско-Орогжанского массива Верхнего Приамурья хорошо совпадают с результатами геохронологических исследований палеозойских гранитоидов западной части Селенгино-Станового орогенного пояса. При этом обращает на себя внимание определенная близость полученных датировок со временем формирования известного Ангаро-Витимского батолита. Полученные данные позволяют считать, что гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива могут рассматриваться как один из восточных фрагментов проявления единого пояса позднепалеозойского магматизма в пределах Селенгино-Станового орогенного пояса. Позднепалеозойский магматизм происходил на коллизионной стадии развития региона, в начальной стадии закрытия Монголо-Охотского океана [13, 14, 27], либо определялся процессами взаимодействия континентальной коры с крупными мантийными плюмами Северо-Азиатского горячего поля [38].

По U-Pb соотношениям цирконы из метасоматических пород рудной зоны довольно близки к цирконам из вмещающих их гранитов. Более того, в пределах ядерных частей цирконов из магматических и метасоматических пород выявлено наличие реликтовых протоцирконов с близкими конкордантными возрастными 1828 млн лет (для гранитов) и 1846 млн лет (в метасоматитах). В то же время, для цирконов из рудоносных метасоматитов характерно наличие более существенного интервала разрыва датировок между их ядерной и краевой частями (366–323 млн лет), а также единичных определений с более молодыми модельными возрастными.

Установленные близкие значения возрастов цирконов из порфиридных гранитов (344–355 млн лет) и метасоматитов Березитового месторождения (323–366 млн лет) однозначно свидетельствуют о том, что исходным материалом для формирования рудно-метасоматических образований месторождения, несомненно, являлись вмещающие их порфиридные граниты Хайктинско-Орогжанского массива. При этом особо следует подчеркнуть, что не выявлено существенных изменений изотопного состава цирконов на этапе метасоматического преобразования гранитоидов и последующего рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведено сравнение результатов U-Pb изотопных исследований одних и тех же единичных зерен цирконов, выполненных методами SIMS (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского) и LA-ICP-MS (ДВГИ ДВО РАН). Показано, что редко используемый в нашей стране метод масс-

спектрометрического определения с системой лазерной абляции позволяет достоверно оценить U-Pb возраста пород и его результаты сопоставимы с данными SHRIMP-II.

2. По результатам U-Pb изотопного датирования цирконов методами SIMS и LA-ICP-MS возраст формирования порфиридных гранитов Хайктинско-Орогжанского массива, вмещающих рудное тело Березитового месторождения, составляет 344–355 млн лет. Полученные данные являются первым аргументированным свидетельством о проявлении в восточной части Селенгино-Станового орогенного пояса герцинского магматизма.

3. Единичные древние датировки ядерных частей цирконов с конкордантными возрастными 1828–1846 млн лет, наряду с известными геологическими и новыми геохимическими данными, свидетельствуют о палингенной природе гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива и формировании их за счет плавления вмещающих их метаморфических пород мочгинской серии в процессе герцинского тектономагматического цикла развития Селенгино-Станового пояса.

4. Возможными близкими возрастными аналогами гранитов Хайктинско-Орогжанского массива Верхнего Приамурья могут быть позднепалеозойские гранитоиды олекминского и баргузинского комплексов Восточного и Западного Забайкалья. Это позволяет рассматривать гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива в качестве восточного фрагмента пояса развития позднепалеозойского магматизма, распространенного вдоль юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона.

5. Палеозойский возраст гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива позволяет наметить определенные элементы сходства геологического строения Березитового золото-полиметаллического месторождения Верхнего Приамурья и Дарасунского золоторудного месторождения Восточного Забайкалья, где близкие по строению, составу и возрасту магматические образования, представленные породами крестовского и олекминского комплексов, слагают основную часть рудного поля.

6. Наличие в составе рудоносных турмалин-гранат-мусковит-кварцевых пород Березитового месторождения цирконов с возрастными датировками в 323–366 млн лет однозначно свидетельствует о том, что исходным протолитом для формирования метасоматитов данного рудного объекта служили граниты Хайктинско-Орогжанского массива.

Авторы выражают благодарность руководству и геологическому персоналу ООО “Березитовый рудник” за оказанную помощь в проведении полевых ра-

бот на месторождении; рецензентам В.В. Акинину и А.М. Спиридонову – за критические замечания и конструктивные предложения, которые способствовали улучшению качества представленного в статье фактического материала и интерпретации полученных результатов.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН, проект № 12-III-A-08-145, № 12-III-A-08-146 и № 12-II-CO-08-030.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучко И.В., Сорокин А.А. Позднепалеозойская магматическая дуга северной окраины Аргунского террейна и связанное с ней золотое оруденение (Верхнее Приамурье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 6. С. 617–624.
- Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др. Первые данные о возрасте и геохимии пород Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 2. С. 15–23.
- Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск, 2000. 168 с.
- Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. Березитовое золото-полиметаллическое месторождение: геологическое строение и состав руд // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 44–55.
- Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с; Кн. 2. 573–981 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. / Л.И. Красный, А.С. Вольский, Пэн Юньбяо и др.; Гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юньбяо. СПб-Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С. Матуков Д.И. и др. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SRIMP-II) // Докл. РАН. 2007. Т. 421, № 3. С. 365–368.
- Горошко В.Б., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Джелтулакский разлом: глубинное строение, эволюция, металлогения // Литосфера. 2010. № 6. С. 38–54.
- Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н. и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые данные, их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 3–22.
- 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.
- Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В. Рундквиста и Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Зорин Ю. Г., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 11–25.
- Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 7. С. 900–1002.
- Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 11. С. 973–989.
- Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Апатиты, 2011. 38 с.
- Киселев В.И., Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ковалева Е.Ю. Одновременное определение содержания редких элементов и U/Pb изотопных отношений цирконов по единичному зерну методом ЛАИСПМС // Материалы VIII науч. конф. “Аналитика Сибири и Дальнего Востока”. Томск, 2008. С. 78–79.
- Козак З.П., Вахтомин К.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-е изд. Становая серия. N-51-XIV (Тахтамыгда). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- Козак З.П., Беликов С.Н., Шилова М.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд. второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXII / Под ред. Л.П. Корсакова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. СПб, 2003.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитоидов кодарского и тукурингского комплексов (Восточная Сибирь): геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 417–432.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма Становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб И.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 615–628.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Северо-Востока Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна, Приамурье: первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 415–425.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комп-

- лекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 654–670.
30. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ, НИГТЦ ДВО РАН, 2008. 323 с.
 31. Стрелов А.М. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист N-50-XXXII. М., 1981. 146 с.
 32. Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д. и др. Геология Хайктинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 25–37.
 33. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1:1 500 000 / Отв. ред. Л.П. Корсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горощко. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
 34. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 282–303.
 35. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
 36. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
 37. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.
 38. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
 39. Black L.P., Kamo S.L., Aleinikoff G. M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
 40. Compston W. Geological age by instrumental analysis. The 29th Halmond Lecture // Mineral. Mag. 1999. V. 63. P. 297–311.
 41. Horn I, Rudnick R. L., McDonough W. F. Precise elemental and isotopic ratio determination by combined solution nebulization and laser ablation ICP-MS: application to U/Pb geochronology // Chem. Geol. 2000. V. 167. P. 405–425.
 42. Jackson S.E., Pearson N. J., Griffin W.L. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U/Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
 43. Ludwig K.R. ISSOPLLOT EX. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 1999. N. 1a.
 44. Ludwig K.R. SQUID 1.00 Users Manual. Berkeley Geo-chron. Center, Spec. Publ. USA. 2000. N. 2. 340 p.
 45. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
 46. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // The Crust. V. 3. Amsterdam: Elsevier-Pergamon, 2003. P. 1–64.
 47. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
 48. Whalen J.B., McNicoll V.J., van Staal C.R. et al. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off // Lithos., 2006. V. 89. P. 377–404.
 49. Whiterford D.G., Nicholls I.A., Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Java and Bali // Contribs. Mineral. and Petrol. 1979. V. 70. P. 341–356
 50. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Newswl. 1995. V. 19. P. 1–23.
 51. Williams I.S. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

A.S. Vakh, O.V. Avchenko, V.I. Kiselev, S.A. Sergeev, S.L. Presnyakov

U-Pb isotopic geochronologic study of zircons from granites and ore-bearing metasomatites of the Berezitovoe gold-polymetallic deposit (Upper Priamurye, Russia)

Results of the U-Pb geochronologic studies of zircons from ore-bearing metasomatites of the Berezitovoe gold-polymetallic deposit of Upper Priamurye and the porphyry-like biotite-hornblende host granites of the Khaiktin-Orogzhan massif earlier thought to be Early Proterozoic magmatic formations of the Late Stanovoy Complex are examined. The studies were carried out by two methods: SHRIMP-II and LA-ICP-MS. It was revealed that Mass Spectrometer method coupled with laser ablation system enable precise U-Pb age dating of the rocks and the results obtained are comparable with the data obtained with the help of SHRIMP-II. Established weighted average isotopic ages of zircons are 344–355 Ma from porphyry-like granites of the Khaiktin-Orogzhan massif and 323–366 Ma from ore-bearing metasomatites of the Berezitovoe gold-polymetallic deposit. The data definitely indicate that the former were formed from granitoids of the Khaiktin-Orogzhan massif which are assumed to relate to an independent Late Paleozoic magmatic complex. Close-in-age Paleozoic magmatic complexes are widespread within the Selenga-Stanovoy superterrane in the Eastern and Western Transbaikalia.

Key words: isotopic geochronology, U-Pb method, zircon, granite, gold-polymetallic deposit, North Asian craton, Upper Priamurye.