Федеральное агентство научных организаций ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 552.2 550 № госрегистрации 0120128237 Инв. № 3

Руководитель проекта

Д.Г.-М.Н.

ГВЕРЖДАЮ пректор ГИН СО РАН А.А. Цыганков 5» лекабря 2016 г.

О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

VIII.71.1.5. Источники вещества, процессы генерации, взаимодействия и кристаллизации магм и связанного с ними редкометалльного оруденения в гранитоидных, щелочно-базитовых и карбонатитовых комплексах Саяно-Байкальской складчатой области (заключительный)
 Номер проекта в ИСГЗ ФАНО 0340-2014-0003

Приоритетное направление VIII.71. Закономерности формирования минерального, химического и изотопного состава Земли. Космохимия планет и других тел Солнечной системы. Возникновение и эволюция биосферы земли, биогеохимические циклы и геохимическая роль организмов.

Научная программа VIII.71.1. Процессы мантийно-корового взаимодействия и изотопно-геохимические индикаторы рециклирования элементов.

Протокол Ученого совета № 12 от «15» декабря 2016 г.

А.А. Цыганков

подпись, дата

Улан-Удэ, 2016

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы	16. 12. 20162.	
д.гм.н., дир.	подпись, дата	А.А. Цыганков (введение, раздел
	AMD	1, заключение, общая редакция)
Исполнители темы:		
д.гм.н., в.н.с (0.2)	На научу 16.12.246 подпись, дата 16.12.246	Дорошкевич А.Г. (раздел 2)
д.гм.н., в.н.с (0.3)	<u>Дој 16.12</u> 2016 подпись, дата	Д.И. Царев (раздел 3)
к.гм.н., зав. лаб.	<u>Ма 16.12</u> 2016 подпись, дата	С.В. Канакин (раздел 4)
К.ГМ.Н., В.Н.С.	подпись, дата	Г.С. Рипп (раздел 2)
к.гм.н., уч. сек.	подпись, дата	Т.Н. Анциферова (раздел 1.2)
к.гм.н., с.н.с.	<u>Мред — 16. 12. 16.</u> подпись, дата	Т.Т. Врублевская (раздел 1)
к.гм.н., с.н.с.	<u>16.12</u> .16 подпись, дата	И.А. Избродин (раздел 2)
К.ГМ.Н., Н.С.	<u>Хурань 16</u> . Ц. И подпись, дата	В.Б. Хубанов (раздел 4)
К.ГМ.Н., Н.С.	<u>Хаму</u> <u>16.12.</u> 16 подпись, дата	Л.Б. Дамдинова (раздел 3)
К.ГМ.Н., Н.С.	<u>1/24</u> 16.12/6 подпись, дата	Е.И. Ласточкин (раздел 2)
к.гм.н., н.с.	<u>Поану Тырк</u> подпись, дата	М.О. Рампилов (раздел 2)
к.гм.н., м.н.с.	<u>врн-</u> <u>16.12.16</u> подпись, дата	Г.Н. Бурмакина (раздел 1)
К.ГМ.Н., М.Н.С.	<u>Леу 1612</u> 16 подпись, дата	М.В. Рампилова
К.ГМ.Н., М.Н.С.	Подпись, дата	Д.Ц. Аюржанаева
м.н.с.	<u>Арату</u> 16.12.16 подпись, дата	А.А. Батуева
С.Н.С.	<u>Ли</u> 16.12.16 подпись, дата	В.Ф. Посохов (раздел 2)
М.Н.С	<u>Па 1(.12.2016</u> подпись, дата	Б.Ц. Цыренов (раздел 1)
инж. 1 категории	подпись, дата	Н.Н. Егорова (подготовка иллю- страций)
инж. 2 категории	Сруд 16.12.16 подпись, дата	Е.Е. Дугданова (подготовка иллю- страций)
вед. инж.	<u> 710СS - 1612.16</u> подпись, дата	В.Л. Посохова (графическая обра- ботка изотопных данных)
инж. 2 категории	Инались, дата	Е.В. Ходырева (определение со- става минералов)
инж.	<u> Мине</u> , <u>16.</u> 12. 16 подпись, дата	А.М. Хубанова
вед. инж. 16.12.16 В.А. Тюгашев		

инж. 1 категории	16.12.16	Е.А. Хромова (эл. микроскопиче-
	подпись, дата	ские исследования)
вед. инж.	July 16.12.10	Е.Д. Утина (пробоподготовка)
	подпись, дата	
инж. 2 категории	Hreat 16. 12. 162	Н.А. Арефьева (пробоподготовка)
	подпись, дата	
инж. 2 категории	16.1216	М.Д. Буянтуев
	подпись, дата	
аспирант, (лаб. 0.5)	B. Zav 16.19.20	Замбалов В.П. (1 раздел)
	подпись, дата	•

Реферат

Отчет 45 с., 18 рис., 2 табл., 1 прил.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ПРОЦЕССЫ ГЕНЕРАЦИИ, ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И КРИ-СТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ И СВЯЗАННОГО С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕ-НИЯ В ГРАНИТОИДНЫХ, ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ КОМ-ПЛЕКСАХ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Объектом исследования являются гранитоидные комплексы Саяно-Байкальской складчатой области и связанное с ними редкометальное оруденение.

Цель работы - путем изотопных, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований гранитоидов Саяно-Байкальской складчатой области и связанного с ними редкометального оруденения установить изотопный возраст и геохимический тип гранитоидов, определить источники рудного вещества и рудоносных флюидов, реконструировать процессы генерации, взаимодействия и кристаллизации магм, условия переноса и концентрирования рудных компонентов при формировании фтор-бериллиевых руд.

В результате исследований 2016 г. получены новые изотопно-геохронологические данные по северо-западной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, согласующиеся с определенной ранее общей продолжительностью PZ₃ магматического цикла (325 - 280 млн. лет назад). Установлено, что начало PZ₃ щелочно-базитового магматизма в Западном Забайкалье синхронизировано со сменой корового гранитообразования гранитоидами смешанного мантийно-корового типа с постепенным нарастанием доли ювенильного компонента в источнике магм.

На примере ряда F-Be месторождений Забайкалья установлен сложный механизм формирования рудно-магматических комплексов, включающий флюиды метеорного источника. Путем детального изучения изотопного состава кислорода и углерода в карбонатных минералах F-Be руд зафиксирован флюидный привнос углекислоты, а не извлечение ее из вмещающих карбонатных пород.

Посредством изучения первичных ФВ установлено, что руды Ауникского и Амандакского месторождений образованы высокофтористыми бериллиеносными слабосолеными, содержащими CO₂ растворами, при близких температурах (145-330°C). По сравнению с Ауником, растворы, сформировавшие руды Амандака были более кислыми, менее солеными, имели более низкие температуру и давление. Охлаждение растворов, сформировавших руды месторождений, сопровождалось уменьшением растворимости доминирующих в них комплексов BeCO₃F⁻, что приводило к осаждению минералов Ве. Решающими факторами отложения Ве являлись уменьшение активности F, вследствие разрушения комплексов Ве при связывании F во флюорит (замещение известняков) и понижение температуры рудообразующих растворов. Таким образом, изотопные и термобарогеохимические данные находятся в явном противоречии относительно роли карбонатных пород в формировании оруденения, что требует проведения дополнительных исследований.

На базе магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 реализована и апробирована LA-ICP-MS методика для U-Th-Pb изотопного датирования цирконов и элементного анализа силикатных твердофазных объектов. Показано, что при датировании цирконов палеозойского возраста методом LA-ICP-MS наиболее достоверные оценки возраста дают 206 Pb/ 238 U и 207 Pb/ 235 U изотопные отношения. Погрешность определения 207 Pb/ 235 U- 206 Pb/ 238 U конкордантного возраста эталонных цирконов составляет менее 2%

УДК 552.2 550

Ключевые слова: научный отчет, гранитоидный магматизм, изотопная геохимия, U-Pb изотопный возраст, источники магм и флюидов, редкометалльные месторождения, LA-ICP-MS, флюидные включения, Саяно-Байкальская складчатая область

Нормативные ссылки

Настоящий отчет о НИР составлен с использованием Государственного стандарта (ГОСТ 7.32-2001).

Определения, обозначения и сокращения

АВБ – Ангаро-Витимский батолит

Конкордия - кривая согласованных значений радиометрического возраста

ФВ – флюидные включения

СКВО - средний квадрат отклонений

РЗЭ – редкоземельные элементы

Amph - амфибол

Bt- биотит

HREЕ – тяжелые редкоземельные элементы

ID-TIMS – термоионизационная масс-спектрометрия

ICP-MS – мас-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы

Kfs – калиевый полевой шпат

LA-ICP-MS – аналитический метод - масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы с лазерным пробоотбором

LA-SF-ICP-MS - магнитно-секторная масс-спектрометрия с лазерным пробоотборм

- LILЕ крупноионные литофильные элементы
- LREЕ легкие редкоземельные элементы

pull-apart basin - осадочный бассейн присдвигового растяжения

PDB – стандарт изотопного состава углерода

SMOW – стандартная среднеокеаническая вода

U-Pb – уран-свинцовый метод изотопного датирования

U-Th-Pb - уран-торий-свинцовый метод изотопного датирования

Введение

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Западного Забайкалья, занимающая площадь порядка 200000 км², представляет собой одну из немногих на Земле областей (Nédélec et al., 1995; Ярмолюк и др., 2002; Zhao et al., 2008; Whalen et al., 2006), где разные по составу гранитоиды формировались одновременно в течение нескольких десятков миллионов лет. Большинство исследователей сходятся во мнении, что столь масштабное гранитообразование обеспечивалось тепловым, а возможно и вещественным воздействием мантийных мафических магм, что подтверждается как геологическими наблюдениями, так и изотопно-геохронологическими данными, указывающими на синхронность гранитоидного и базитового магматизма (Литвиновский и др., 1993; Цыганков и др., 2010, 2016; Litvinovsky et al., 2011). Вместе с тем пространственно-временное совмещение продуктов мантийного и корового магматизма может иметь место в рамках разных геодинамических сценариев, что и отражается в многообразии моделей позднепалеозойской геодинамичики Забайкалья. В этом контексте важное значение имеет абсолютный возраст продуктов магматизма, поскольку любые геодинамические построения должны быть «встроены» в общую историю геологического развития региона.

До конца 90-х годов прошлого столетия общепризнанной считалась схема палеозойского магматизма, в которой выделялось несколько крупных этапов магматической активности (Карта магматических формаций..., 1989), соответствующих разным стадиям эволюции подвижного пояса (Гордиенко, 1987; Wickham et al., 1995; Литвиновский, Занвилевич, 1998; Литвиновский и др., 1999). К настоящему времени ситуация изменилась коренным образом. Результатом интенсивных изотопно-геохронологических исследований, проводившихся в последние 10-15 лет (Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007б, 2010, 2016а, 2016б; Ковач и др., 2012; Дорошкевич и др., 2012а, 2012б; Хубанов и др., 2016 и ссылки в этих работах) и охватывающих как собственно гранитоиды, так и породы базитового и щелочного ряда, стало почти единодушное признание того, что основной объем гранитоидов Западного Забайкалья, включая гигантский (150 тыс. км²) Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сформировался в позднем палеозое (конец карбона, начало перми), а не в докембрии или раннем палеозое как считалось ранее (Гордиенко, 1987; Литвиновский и др., 1993). В связи с этим особую актуальность приобрела проблема геодинамики позднепалеозойского батолитообразования в Забайкалье, поскольку существующие точки зрения подчас диаметрально противоположны.

В 2016 году было продолжено изучение изотопного состава и *P-T-X* условий формирования фтор-бериллиевой (месторождения Орот, Ауник, Амандак) и редкоземельной (рудопроявление Портовое) минерализации с целью выявления ведущих факторов, определяющих концентрирование/рассеяние рудного вещества. При этом особое внимание уделялось проблеме источников флюидов, поскольку исследованиями 2014-2015 годов, на примере богатого F-Be Ермаковского месторождения было установлено сложное сочетание магматогенных, метаморфогенных и метеорных вод, участвующих в рудном процессе. Очевидно, что выявленные закономерности не могут быть универсальными, тем не менее, как показали исследования 2016 года, в определенной мере эти закономерности проявляются и на других объектах, формирование которых традиционно связывается с гранитоидным магматизмом.

В отчетном году были продолжены исследования, направленные на совершенствование методики U-Pb изотопного датирования и изучения геохимии цирконов на основе магнитносекторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором (LA-SF-ICP-MS).

В целом, **цель проекта** заключалась в том, чтобы путем изотопных, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований гранитоидов Саяно-Байкальской складчатой области, и связанного с ними редкометалльного оруденения, установить изотопный возраст и геохимический тип гранитоидов, определить источники рудного вещества и рудоносных флюидов, реконструировать процессы генерации, взаимодействия и кристаллизации магм, условия переноса и концентрирования рудных компонентов при формировании фтор-бериллиевых руд.

Задача этапа 2016 года: определение изотопного возраста, источников магм, металлогенической специализации и геодинамики палеозойского гранитоидного магматизма севера Байкальской складчатой области. Блок А. Позднепалеозойский гранитоидный и связанный с ним базитовый магматизм Саяно-Байкальской складчатой области: геохронология, источники магм и процессы их взаимодействия, геодинамика [отв. исп. А.А. Цыганков].

Изотопно-геохронологические исследования последнего десятилетия, на основе которых установлена последовательность формирования разнотипных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ) и общая продолжительность позднепалеозойского магматизма Забайкалья, проводились, главным образом, в центральной и юго-западной части гранитоидного ареала. Для северной части современные данные отсутствуют, а результаты исследований 80-х годов прошлого столетия часто неоднозначны (Цыганков и др., 2007 и ссылки в этой работе). Вместе с тем правомерность экстраполяции имеющихся изотопно-геохронологических данных на северную часть гранитоидного ареала далеко не очевидна.

Для разрешения этого вопроса в 2016 году нами выполнена серия новых определений изотопного U-Pb возраста цирконов из разнотипных гранитоидов северо-восточного побережья оз. Байкал, а также из северной краевой части ABБ (левобережье р. Витим южнее г. Бодайбо). Полученные данные согласуются с ранее выполненными определениями, что, с учетом результатов исследований 2013-2015 годов, позволяет критически проанализировать существующие геодинамические модели позднепалеозойского гранитоидного магматизма.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ) методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором (LA-SF-ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR, фирмы Thermo Scientific.

Для изотопно-геохронологических исследований гранитов баргузинского комплекса на мысе Черный (восточное побережье оз. Байкал) из береговых обнажений отобрана проба BG-04 (рис. 1) биотитовых гнейсогранитов, содержащих недоплавленные фрагменты метаморфического субстрата. Две пробы (Km-11 и Km-12) отобраны в крайней северной части Ангаро-Витимского батолита примерно в 10 и 18 км южнее г. Бодайбо (рис. 1). Пробы представлены лейкократовыми гнейсогранитами, содержащими останцы кристаллических сланцев балаганахской серии, ориентированные согласно с гнейсовидностью гранитодов.

В пробе BG-04 цирконы представлены двумя разновидностями: первая - это короткопризматические кристаллы (K_{ygn} , 2.2 – 2.8) светло-желтого цвета, часто замутненные, размером 120 – 200 мкм, содержащие 1.8 – 1.9 мас. % HfO₂. Вторая разновидность цирконов представлена прозрачными бледно-розовыми длиннопризматическими кристаллами (K_{ygn} . 3 – 4.5), размером 520 – 660 мкм, содержащими до 1.54 мас. % HfO₂. Конкордантный изотопный возраст цирконов, полученный по 23 аналитическим точкам обоих разновидностей, составляет 299.1 ± 3.4 млн. лет, CKBO = 3.5 (рис. 2а).



Рис. 1. Схема расположения позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья (Ангаро-Витимский батолит). Составлена на основе (Карта магматических формаций..., 1989; Цыганков и др., 2010).

1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулкано-плутонического пояса (ранне-куналейский (280 – 273 млн. лет) и поздне-куналейский (230 – 210 млн. лет) комплексы); 2 – высококалиевая монцонит-сиенит-кварцевосиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижне-селенгинский комплекс – 285-278 млн. лет); 3 – переходные, от высококалиевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline), граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (зазинский комплекс – 305-285 млн. лет); 4 – высококалиевые известково-щелочные кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс – 305-285 млн. лет); 5 – известково-щелочные граниты авто- и аллохтонной фаций (баргузинский комплекс, 325-290 млн. лет); 6 – места отбора проб, в которых проводилось U-Pb изотопно-геохронологическое датирование цирконов: а – опубликованные данные, б – настоящая работа (цифры соответствуют порядковым номерам проб в табл. 2). Пунктирными линиями обозначены предполагаемые контуры позднепалеозойских рифтовых структур: 1 – Сыннырская, II – Сайженская, III – Уда-Витимская (Yarmolyuk et al., 2014). На врезке показана схема террейнов Байкальской складчатой области (Булгатов, Гордиенко, 1999) с изменениями: $1 - Ceверо-Aзиатский кратон (AR-PR_1); 2 - пассивная окра$ $ина Северо-Азиатского кратона (Байкало-Патомский покровно-складчатый пояс, <math>R_3$ -PZ); $3 - кратонные террейны (AR-PR_1); 4 - метаморфические террейны (PR_1-PZ); 5 - океаниче$ $ские террейны (<math>R_{1-2}$, V- C_1); $6 - островодужные террейны (<math>R_{2-3}$, C_1); флишевые террейны (турбидитовые бассейны): $7 - (R_{1-2} - V - C_1)$, $8 - (D-C_1)$. NSC – Северо-Азиатский кратон; террейны кратонные: CH - Чуйский, MS - Муйский, AM - Амалатский, NR - Нечерский; пассивной окраины: BB - Бодайбинский; метаморфические: HD - Хамардабанский, Ol - Ольхонский, ML - Малханский, ZG - Заганский, океанические: PR - Парамский; островодужные: ER - Еравнинский, KL - Келянский, DN - Джидинский; турбидитовые:, BR-VV - Баргузино-Верхневитимский, <math>DR - Даурский, ON - Ононский.

Гнейсовидные граниты баргузинского комплекса, отобранные из северной части ABБ (проба Km-11) содержат длиннопризматические ($K_{yдл}$. 1.7 – 3.6) прозрачные почти бесцветные или сероватые зерна цирконов, размером от 220 до 125 мкм, содержащие до 6.3 мас. % HfO₂. Среднее значение возраста составляет 303.1 ± 3.8 млн. лет, n = 24, CKBO = 0.94 (рис. 26). Цирконы из пробы Km-12 короткопризматические ($K_{yдл}$. 1.1 – 2) бледно-желтовато-розовые, мутноватые с включениями рутила. Размер кристаллов 300 – 125 мкм, содержание HfO₂ не более 1.4 мас. %. Конкордантный возраст, полученный по 19 зернам, составляет 312.2 ± 2.3 млн. лет, CKBO=0.33 (рис. 2в).

Для изотопно-геохронологических исследований гранитоидов чивыркуйского комплекса отобрана серия проб вдоль восточного побережья оз. Байкал: район мыса Урбикан, проба BG-05 – порфировидный (*Kfs*) *Amph-Bt* кварцевый сиенит, мыс Турали и северный борт губы Аяя – пробы BG-07 и BG-08, представленные редкопорфировидными (*Kfs*) *Amph-Bt* кварцевыми монцонитами. Лейкократовые граниты зазинского типа изучены на примере небольших жил, мощностью до 0.5 – 0.7 м, прорывающих баргузинские гнейсограниты (проба BG-04/3) и чивыркуйские кварцевые монцониты (проба BG-07/1). От наиболее типичных гранитов зазинского комплекса (Цыганков и др., 2010) они отличаются более мелкозернистой структурой, что определяется небольшой мощность опробованных тел.

Цирконы в пробе кварцевых сиенитов чивыркуйского комплекса (BG-05) представлены кристаллами дипирамидальной формы, размером 175 – 100 мкм с К_{удл.} 1.5 – 2.7. Цвет цирконов темно-оранжевый, зерна практически непрозрачные, содержат включения рутила. Содержание HfO₂ около 0.5 мас. %. Конкордантное значение U-Pb изотопного возраста составляет 287.8 ± 3.2 млн. лет, n=8, CKBO=3.2 (рис. 2д).



Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитов баргузинского (*a* − *b*), чивыркуйского (*г* − *e*) и зазинского (*ж* − 3) комплексов Западного Забайкалья. Значения погрешностей для приведенных U-Pb датировок соответствуют 95% доверительному интервалу (±2σ).

Кварцевые монцониты (проба BG-07) содержат длиннопризматические кристаллы цирконов, размером 320 - 130 мкм, Кудл. варьирует от 2.3 до 3.5. Цвет цирконов розовый, зерна мутные с включениями апатита. Содержание HfO₂ достигает 1.6 мас. %. Конкордантный возраст, полученный по 21 зерну, составляет 305.4 ± 2.9 млн. лет, CKBO=1.9 (рис. 2г). Цирконы в пробе BG-08 (кварцевые монцониты) короткопризматические размером 210 - 190 мкм с коэффициентом удлинения от 1.3 до 2.5. Цвет цирконов светло-розовый, зерна прозрачные. Содержание Hf в цирконах варьирует от 1.5 до 2.2. Конкордантный возраст составляет 291.1 ± 2.5 млн. лет, n=24, CKBO=2.7 (рис. 2е).

Жила лейкогранитов зазинского типа (проба BG-04/3), секущая баргузинские гнейсовидные граниты (проба BG-4), содержит цирконы двух морфологических разновидностей: 1) светло-розовые прозрачные изометричные или короткопризматические кристаллы ($K_{yдл.}$ 1.2 – 1.5), размером 320 – 150 мкм, содержащие до 1.3 мас. % HfO₂; 2) прозрачные или бледнорозовые длиннопризматические кристаллы, размером 200 – 180 мкм, с очень низким (ниже предела обнаружения) содержанием HfO₂. U-Pb изотопные исследования проводились по цирконам обоих разновидностей, значимых отличий в изотопном составе не выявлено. Конкордантный возраст, полученный по 30 зернам, составляет 275.9 ± 1.9 млн. лет, CKBO = 3.1 (рис. 2ж).

Жильные тела зазинских гранитов (проба BG-07/1), прорывающих кварцевые монцониты (проба BG-07), содержат дипирамидальные кристаллы циркона, коэффициент удлинения которого варьирует от 1.3 до 2.6. Цвет цирконов интенсивно коричневый, зерна практически непрозрачные. Размеры кристаллов не превышают 100 мкм. Содержание HfO₂ варьирует от 0.5 до 1.8 мас. %. U-Pb изотопный возраст, полученный по 21 зерну, составляет 299.7 ± 2.1 млн. лет, CKBO=0.19 (рис. 23).

Новые изотопно-геохронологические определения в совокупности с опубликованными ранее, приведены на рис. 3. Анализ этих данных позволяет сделать несколько принципиальных выводов: 1) новые датировки гранитов баргузинского комплекса лежат в интервале 312 - 299 млн. лет, что полностью «перекрывается» с ранее установленными значениями возраста (325 – 290 млн. лет), полученными по центральной части гранитоидного ареала; 2) период формирования гранитоидов чивыркуйского комплекса, развитых на восточном побережье оз. Байкал и в центральных районах Западного Забайкалья одинаков – с 305 до 285 млн. лет назад; 3) для гранитов зазинского комплекса получен изотопный возраст 276 млн. лет, что на 10 млн. лет моложе известных ранее определений. Следует подчеркнуть, что необычно молодая датировка получена по лейкогранитам небольшой дайки, прорывающей баргузинские гнейсограниты. По-видимому, эта дайка представляет самые последние порции гранит-

ного расплава и, по сути дела, отражает длительность существования глубинных очагов гранитоидных магм. В целом новые данные не выявили значимых отличий во времени формирования гранитоидов одноименных комплексов, развитых в центральной, западной и северной частях магматического ареала. Какой-либо временной «зональности» в пределах этого ареала также не выявлено. Из новых и ранее полученных данных следует, что продолжительность позднепалеозойского магматического цикла составляла не менее 50 млн. лет. Еще один важный вывод заключается в том, что базитовый и щелочной магматизм синхронизирован с появлением гранитоидов мантийно-корового типа. Кроме того, намечаются два максимума образования баргузиских гранитов – 320 – 310 и 300 – 290 млн. лет назад, отмеченные нами ранее (Цыганков и др., 2007б). Однако в данном случае, статистика геохронологических определений вряд ли отражает объемы магматических продуктов, поскольку каждая датировка баргузинских гранитов характеризует заведомо больший объем пород, по сравнению с другими комплексами.



Рис. 3. Гистограммы распределения U-Pb возрастов цирконов из позднепалеозойских магматических пород Западного Забайкалья.

На рис (a) – гранитоидные комплексы: 1 – раннекуналейский, 2 – нижне-селенгинский, 3 – зазинский, 4 – чивыркуйский, 5 – баргузинский; (б) – 1 – габбро-монцонитовые массивы, 2 – щелочные породы. Использованы данные, опубликованные в (Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010, 2012, 2016б; Ковач и др., 2012; Дорошкевич и др., 2012а, 2012б; Хубанов и др., 2016), а также данные, приведенные в настоящей работе. Для массивов, в которых имеется более одного определения возраста (датированы разные фазы внедрения), в случае их совпадения в пределах погрешности анализа, принят средний возраст.

Таким образом, в позднем палеозое (конец карбона-начало перми) в период примерно с 325 до 270 млн. лет назад в пределах Байкальской

складчатой области сформировалась крупная изверженная гранитоидная провинция – Ангаро-Витимский батолит (АВБ). Интенсивность гранитообразования в течение этого времени вероятно была разной, однако какие-либо количественные оценки пока отсутствуют. Совокупность геологических, изотопно-геохронологических и геохимических данных указывает на то, что магматизм эволюционировал от типично корового (баргузинский комплекс) к смешанному мантийно-коровому (все остальные комплексы в составе АВБ) с постепенным нарастанием доли мантийного компонента в источнике магм (Цыганков и др., 2010; Цыганков, 2014; Litvinovsky et al., 2011). Мантийный компонент, в том числе в виде сопутствующего базитового и щелочного магматизма, фиксируется только в постбаргузинских гранитоидах (Цыганков и др., 2016б; Дорошкевич и др., 2012а, 2012б). Иначе говоря, баргузинские граниты не смотря на значительное перекрытие изотопно-геохронологических определений (рис. 3), являются геологически наиболее ранними.

В конце девона–начале карбона на месте Байкальской складчатой области располагался относительно мелководный морской бассейн с терригенно-карбонатным режимом седиментации. Геодинамическая природа этого бассейна до конца неясна: бассейн типа форланда (Филимонов и др., 1999), межгорный бассейн присдвигового растяжения (pull-apart basin), пассивная континентальная окраина (Руженцев и др., 2012; Минина, 2014). Не позже середины карбона накопившиеся в этом бассейне осадки были интенсивно деформированы (герцинский орогенез). Масштабы складчато-надвиговых деформаций этого периода, а также геодинамические факторы их обусловившие, остаются под вопросом. В частности, многими авторами предполагается, что гранитообразование происходило в утолщенной (даже удвоенной) коре (Литвиновский, 1993; Гордиенко, 2003) однако нет ни каких объективных данных, подтверждающих это предположение.

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья активно обсуждается многие годы. Предметом этого обсуждения являются несколько возможных моделей: плюмовая (Ярмолюк и др., 1997, 2013, 2016; Yarmolyuk et al., 2014), модель активной континентальной окраины (Рыцк и др., 1998; Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013), постколлизионная модель (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) и модель деламинации коры коллизионного орогена (Гордиенко и др., 2003; Киселев и др., 2004). Из представленного обзора следует, что во всех рассматриваемых моделях ключевая роль отводится базитовым магмам, синхронность которых с гранитообразованием вытекает из геологических соотношений и изотопно-геохронологических данных, в том числе, полученных в ходе выполнения настоящего проекта (Цыганков и др., 2016а; 2016б). При этом, единственным критерием геодинамической природы базитовых магм синхронных с гранитообразованием, являются их геохимические характеристики: трахибазальтовый или трахиандезибазальтовый химический состав, низкая магнезиальность, умеренное содержание титана, повышенная глиноземистость, повышенная и высокая калиевая щелочность. Для всех базитов характерно обогащение LREE относительно HREE, слабо выраженная или вовсе отсутствующая Ецаномалия, отрицательные аномалии Та и Nb (в меньшей мере Ti, Zr, Hf), высокие содержания LILE, положительные аномалии Pb и Sr, отрицательные значения єNd. Анализ канонических отношений высоконесовместимых элементов, характеризующих состав источника магм (Коваленко и др., 2009), изотопный состав базитов, указывает на то, что их источником была обогащенная коровым компонентом флогопит-гранатсодержащая лерцолитовая литосферная мантия, плавление которой происходило в «гидратированных» условиях (разложение флогопита) при давлении более 25 кбар и температуре выше 1000°С (Цыганков и др., 2016б). Гидратированные условия генерации базитовых магм обычно предполагаются для зон субдукции. Однако возможен и другой сценарий, например реактивация субдукционно модифицированного (метасоматизированного) мантийного источника (Puffer, 2003) в результате воздействия мантийного плюма. В пользу такого предположения свидетельствует сходство раннепалеозойских островодужных (Цыганков и др., 2016а) и позднепалеозойских внутриплитных (Цыганков и др., 2016б) базитов, образованных за счет источников, обогащенных коровым компонентом. Можно предположить, что такое обогащение имело место в раннем палеозое на субдукционном (Удино-Еравнинская – Джидинская островная дуга) этапе геологического развития региона (Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2007, 2010; Цыганков и др., 2016б). Кроме того, геохимические характеристики позднепалеозойских базитов поразительно схожи со средним составом низкотитанистых базальтов Сибирской трапповой провинции (рис. 4), внутриплитный характер которых не вызывает особых сомнений (Farmer, 2003). Все это означает, что гидратированные условия плавления метасоматизированной мантии возможны не только в зонах субдукции, но и во внутриплитных геодинамических обстановках.

Важным аргументом в пользу внутриплитной природы позднепалеозойского магматизма Забайкалья, являются интрузии ийолит-уртитов, нефелиновых и щелочно-полевошпатовых сиенитов, группирующихся в две полосы северо-восточного простирания (сыннырский и сайженский комплексы). Изотопный U-Pb возраст цирконов из щелочных пород нескольких компактно расположенных массивов Витимского плоскогорья составляет 520–486 млн. лет и 303–293 млн лет назад (Дорошкевич и др., 2012а, 2012б). При этом изотопный состав Sr и Nd пород разного возраста почти одинаков (Doroshkevich et al., 2012). Таким образом, во-первых, имеет место определенная унаследованность щелочного магматизма, что очень похоже на соотношение ранне- и поздепалеозойских базитов рассматриваемого региона, во-вторых, очевидна синхронность с массовым гранитообразованием.

Наконец, нельзя не обратить внимание на положение Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, сотни массивов которого располагаются в контурах Ангаро-Витимского батолита, а сам пояс прослеживается далеко за его пределы (Litvinovsky et al., 2002; Jahn, 2004; Jahn et al., 2009). Щелочные гранитоиды и ассоциирующие вулканогенные образования этого пояса формировались с 280 до 220 млн. лет назад (Litvinovsky et al., 2002; Reichow et al., 2010; Цыганков и др., не опубликованные результаты 2015 г.). Щелочные граниты и щелочно-полевошпатовые сиениты принадлежат к А-типу и нередко сопровождаются вулканогенными трахибазальт-трахириолитовыми или комендитовыми вулканитами, что характерно для внутриплитной геодинамической обстановки.



Рис. 4. Спайдер-диаграммы для базитовых пород, ассоциирующих с позднепалеозойскими гранитоидами Западного Забайкалья.

(a) — габброиды чивыркуйского комлекса; (б) — базитовая составляющая комбинированных даек и синплутонические амфиболовые габбро зазинского комплекса; в) базиты комбинированных даек нижнеселенгинского комплекса; (г) — трахибазальты ассоциирующие с щелочными гранитоидами раннекуналейского комплекса. Сплошная линия — высокотитанистые, точечная линия — низкотитанистые базальты Сибирских траппов (Farmer, 2003). Нормировано по (Sun & McDonough, 1989).

В целом совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных свидетельствует в пользу внутриплитной – плюмовой природы позднепалеозойского гранитоидного и синхронного базитового и щелочного магматизма Западного Забайкалья.

Таким образом, в результате исследований 2016 г. получены новые изотопно-геохронологические данные по северо-западной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита. Эти данные соответствуют установленной ранее (Цыганков и др., 2010) общей продолжительности позднепалеозойского магматического цикла, которая составляла не менее 55 млн. лет (с 325 до 280 млн. лет назад). Они указывают также на то, что начало щелочнобазитового магматизма в Западном Забайкалье синхронизировано со сменой корового гранитообразования гранитоидами смешанного мантийно-корового типа с постепенным нарастанием доли ювенильного компонента в источнике магм.

Анализ обсуждаемых геодинамических моделей позднепалеозойского магматизма показывает, что во всех вариантах ключевая роль в масштабном гранитообразовании отводится мантийным базитовым магмам, однако геотектонические условия их генерации могут быть разными – субдукция, деламинация, декомпрессия, мантийный плюм. При этом плюмовая модель наилучшим образом согласуется с внутриплитным характером ABБ. Вместе с тем, следует иметь в виду, что для выплавления гигантского объема гранитоидов (порядка 1 млн. км³) требуется сопоставимое количество базитовых магм, которые должны быть локализованы на уровне средней коры Байкальской складчатой области, что пока не зафиксировано в плотностой структуре коры региона. Из этого следует, что механизмы плюм-литосферного взаимодействия, приводящие к масштабному коровому плавлению и образованию гигантских гранитоидных ареалов, имею более сложный характер, чем простое кондуктивное плавление коровых протолитов на контакте с базитовыми интрузиями.

Блок Б. Щелочной магматизм Саяно-Байкальской складчатой области: источники, процессы генерации и кристаллизации магм, рудная минерализация. [Отв. исп. к.г.-м.н. Punn Г.С.]

В 2016 году продолжались исследования по оценке источников вещества и флюидов редкометальных месторождений. Объектом изучения было бериллиевое (диккит-бертрандитовое) месторождение Орот, где проведено минералогическое и геохимическое (в том числе изотопное) изучение метасоматитов, вмещающих гранитоидов и рудных парагенезисов. Определены изотопные составы сульфидной серы, кислорода и углерода в карбонатах, кислорода в гематите и силикатных минералах, водорода из гидроксильной составляющей диккита. Проведенными исследованиями среди постмагматических образований установлено присутствие двух типов ассоциаций. Один из них включает парагенезис сульфидов (молибденита, пирита), кварца, флюорита, дистанцированный от бериллиеносной ассоциации, характеризующийся восстановительным типом флюидов. Во второй входят минералы рудного парагенезиса, метасоматитов и гранитов. Они отличаются высокой фугитивностью и аномально легким изотопным составом кислорода. Калиевый полевой шпат из участков аргиллизированных гранитов имеет значения δ^{18} О от –7.1 до –13.6‰, гематит от –12.1 до –15.0‰, циркон 0.2‰. Состав кислорода флюида равновесного с этими минералами лежит в интервале от –11.3 до –17.8‰ (рис. 5).



Рис. 5. Изотопные составы кислорода во флюиде из минералов гранитов и рудного этапа. Значения δ^{18} О в интервале 5.5 - 10.0 ‰ – кислород характерный для магматических вод.

Обогащены легким кислородом и минералы рудного парагенезиса. Величина δ¹⁸О в бертрандите равна −10.20‰, в сосуществующем с ним дикките от −8.8 до −9.5‰, анкерите − 7.5 и −7.6‰.

Расчеты состава кислорода во флюиде равновесном с ними (δ^{18} O от –15.0 до –16.5‰) свидетельствуют об участии в формировании руд флюидов метеорного источника. Это подтверждается резкой деплетированностью дейтерием (δ D –158.6 и –166.4) кристаллизационной воды диккита (рис. 6).



Рис. 6. Диаграмма составов бD и б¹⁸О в дикките, ассоциирующим с бертарндитом. Источники флюидов из различных резервуаров Земли.

Флюид, подобный составу метеорного источника, свидетельствует об иной модели рудообразования, чем предлагалось предшественниками. Возможно, источниками флюидов являлись не граниты. Это мог быть ре-

циклинг метеорных вод, проникающих в еще горячее раскристаллизованное интрузивное тело. Такой механизм предложен для флюидов месторождения Спор Маунтин (Johnson, Ripley, 1998), которое, как и Оротское месторождение, относится к бертрандит-аргиллизитовой формации.

Для рудообразующих гранитов предполагается несколько вероятных механизмов появления изотопно легкого флюида. Это могла быть изначальная обогащенность гранитов легким кислородом, возникшая при плавлении осадков богатых метеорной водой. Граниты с таким составом кислорода в известной нам литературе пока не отмечены. По петрохимическим и геохимическим особенностям на Оротском месторождении они мало отличаются от стандартных лейкогранитов повышенной щелочности. Присутствие в них акцессорных количеств эгирина, принимаемого исследователями в качестве индикатора принадлежности пород к щелочному ряду, могло быть обусловлено высокой фугитивностью кислорода в расплаве, определившей широкое распространение в них окисного железа. Высокая фугитивность кислорода определила также отсутствие сульфидных минералов в бериллиеносных метасоматитах. Облегчение изотопного состава кислорода могло быть обусловлено присутствием сульфатной серы в расплаве. Механизм трансформации изотопных составов связывается с окислением серы и, соответственно, обогащением флюида легким кислородом или изотопным обменом кислородом между флюидом и сульфатными фазами (Rye, 2005).

В обоих вариантах фиксируется трансформация изотопных составов кислорода. Исходя из крайне низкой концентрации сульфатной серы (менее 0.1 мас. %), присутствующей в гранитах, масштабы трансформации изотопного состава кислорода не могли быть сколько-нибудь значимыми.

Касаясь проблемы вещества, участвовавшего в формировании месторождения, то результаты изотопных исследований, включая данные анализа сульфидной серы, свидетельствуют о коровом источнике. Таким образом, рассмотренные механизмы возможного появления аномально легкого изотопного состава кислорода в минералах и во флюидной фазе не согласуются с моделями фракционной кристаллизации и вскипанием магматического очага (Рейф, 2008). Более реальным механизмом, обусловившим такой состав кислорода и деплетированность флюидов дейтерием, представляется вовлечение в процесс рудообразования вод метеорного источника подробно описанного для бертрандитового месторождения Спор Маунтин (Johnson, Ripley, 1998). Не находит подтверждения также, высказанное некоторыми исследователями, участие вещества мантийного источника в формировании месторождения.

Другим объектом детальных минералогических и геохимических исследований были редкоземельные (бастнезитсодержащие) проявления Портовое и Улан-Удэнское, обнаруженные в пределах г. Улан-Удэ (рис. 7). Они приурочены к выходам интенсивно дислоциро-



Рис. 7. Участки расположения массивов карбонатитов и изученных проявлений на схеме тектонического строения (Платов и др., 2009).

1 – мезозойские впадины Иволгиноудинской рифтогенной системы; 2
ультраметаморфические породы; 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4 – структурные швы; 5
-точки нахождения участков: Портовое (1), Улан-Удэнское (2) и карбонатитов Ошурковское (3), Халютинское (4), Аршанское (5), Южное (6). Участки представлены линзо - и жилообразными телами, зонами брекчированных пород, сцементированных существенно бастнезит- флюорит-альбитовым агрегатом. Содержание флюорита в них достигает несколько десятков процентов, а бастнезита до 15%. Минеральный состав этих пород резко отличается от известных в регионе редкоземельных проявлений и месторождений и представляет новый для данной территории тип редкоземельного оруденения.

Кроме указанных минералов в них присутствуют монацит, кварц, тетраферрифлогопит, калиевый полевой шпат, манганильменит. РЗЭ представлены существенно легкими лантаноидами. Термометическое изучение минералов свидетельствует о гидротермальном образовании проявлений. Температуры гомогенизации первичных флюидных включений в бастнезите - 345°C. Во флюорите часть включений гомогенизировала при 233-237°C, другая - при 160-190°C.

Изотопные составы углерода (-7‰ δ^{13} C PDB) и кислорода (6.7‰ δ^{18} O SMOW) в бастнезитах ложатся в контур квадрата PIC мантийных карбонатов. Первичные изотопные стронциевые отношения во флюорите, и бастнезите (Sr_i - 0.7056) также свидетельствуют о их вероятном мантийном источнике. В то же время низкие значения изотопного состава кислорода в альбите (4.3 ‰) и флогопите (1.1 ‰) указывают на участие в составе флюидов также воды метеорного источника. Полученные значения возраста (134.2 млн. лет, Ar/Ar, флогопит рис. 8) близко ко времени образования карбонатитов (120- 130 млн. лет) Западно-Забайкальской провинции.



Рис. 8. Возраст флогопита из бастнезитсодержащих пород участка Портовый, определенный методом ³⁹Ar/⁴⁰Ar.

Основанием для предположения о связи выявленных проявлений с щелочным магматиз-

мом может служить их существенно фельдшпатоидный состав. В 30–40 километрах к югу от обнаруженных проявлений известны карбонатиты (рис. 7), в том числе бастнезитсодержащие (Аршанское, Южное, Халюта). Близость минералого-геохимических особенностей с изученными проявлениями (табл. 1) с большой долей уверенности позволяют предполагать генетическую связь между ними. Подобно карбонатитам характерной особенностью слюд изученных проявлений являются повышенные магнезиальность, содержание фтора, принадлежность к тетраферрифлогопиту. Аналогично карбонатитам в рассматриваемых проявлениях повышена марганценосность, присутствуют сульфатные минералы, а ильменит содержит до 13-20 мас. % MnO.

Главными отличиями выявленных проявлений от карбонатитов, распространенных в регионе, являются отсутствие в них кальцита (и доломита), повышенное содержание кварца, низкие концентрации бария и стронция. Причина этого отличия определилась гидротермальным генезисом последних. Минеральные парагенезисы с кварцем, флюоритом, редкоземельными минералами достаточно часто фиксируются на посткарбонатитовом этапе многих проявлений. Такие гидротермальные образования описаны на месторождениях Канганкунде (Wall et al., 1994), Карасуг (Никифоров и др., 2005), Амба-Донгар (Doroschkevich et al., 2009), Барра де Итапирапуа (Excelso et al., 2008) и других (см. также Карбонатиты, 1969). На бастнезитсодержащих породах участка Южный, находящегося в 40 км от описываемых проявлений, в посткарбонатитовую стадию также проявилось окварцевание, сопровождавшееся флюоритом, бастнезитом. Перечисленные аргументы позволяют с достаточно большой уверенностью относить описанные проявления к гидротермальным продуктам, связанным с позднемезозойским карбонатитовым магматизмом Западного Забайкалья. Их присутствие служит доказательством существования новой площади с редкоземельным оруденением, а связь с карбонатитами существенно расширяет ареал распространения таких пород и увеличивает перспективы Юго-Западного Забайкалья на этот вид минерального сырья.

	Улан-Удэнский Портовый	Халюта	Аршан	Южное	Ошурково	Торей			
I Изотопные	I Изотопные характеристики								
Безрубидиевь	Безрубидиевые минералы (флюорит, апатит, карбонаты, барит)								
⁽⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _o	0.70564	0.70561	0.70585	0.70591	0.70546	0.70508			
Карбонаты (б	астнезит, кальцит)							
δ ¹³ C‰	50÷ 81	5.5 - 0.8	52-62	$3.7 \div 4.0$	5 0÷ 7 4	4.1.4			
PDB	-3.90.1	-3.3+-9.8	-3.2÷-0.2	-3./÷-4.9	-3.0+-7.4	-4.14			
δ^{18} O‰	1 8÷7 1	$5.4 \div 10.8$	$5.0 \div 6.0$	$5.0 \div 10.5$	$3.6 \div 13.5$	75			
SMOW	4.0 · /.4	5.4 · 10.8	5.9 · 0.0	5.9 · 10.5	5.0 · 15.5	1.5			
Слюды									
δ^{18} O‰	11	$51 \div 78$	1 1	$5.7 \div 7.0$	1 0÷ 5 7				
SMOW	1.1	5.1 · 7.8	4.4	5.7 · 7.0	4.9 · 3.7				
fm	19 - 31	16 - 31	21 - 46	25 - 36	24 - 37	31-34			
TiO ₂ (мас.%)	0.7 - 1.6	0.1 - 0.5	0.7 - 2.3	1.0 - 2.1	1.8 - 2.9	3.7			
F (мас.%)	3.1 – 5.5	3.2 - 5.6	1.2 - 3.2	2.8 - 3.4	0.9 – 1.6	1.6-1.8			
II Геохимические характеристики									
Eu*	0.55	0.84	0.40	0.45	0.63-0.76				
(La/Yb) _n	1800	340	1750	320	144	237			
Th/U	3-2.4	2-4	0.8-2.0	1.5-5.4	2-2.5	3.5			

Таблица 1. Сравнительная изотопно-геохимическая характеристика флюорит-бастнезит-альбитовых проявлений и карбонатитов Юго-Западного Забайкалья.

Примечание: таблица составлена с использованием данных (Бурцева и др., 2006; Дорошкевич и др., 2009; Рипп и др., 2000, 2014; Doroshkevich et al., 2008, 2010); fm –коэффициент фракционирования.

Блок В. Вещественный состав и генетические взаимоотношения рудно-магматических систем, условия переноса рудного вещества гидротермальными растворами, факторы концентрированного рудоотложения. [Отв. исп. к.г.-м.н. Дамдинова Л.Б.]

Для выявления условий формирования и главных факторов переноса и отложения бериллия и сопутствующих элементов в 2016 году проведены минералого-петрографические и термобарогеохимические исследования руд Ауникского и Амандакского флюорит-бериллиевых месторождений.

Ауникское месторождение (рис. 9). Массивные флюорит-бериллиевые руды среди однородных мраморизованных известняков с редкими прослоями сланцев обычно образуют линзовидные тела, содержащие до 50-60 об.% флюорита и 0.2-2.5 мас.% ВеО. Руды характеризуются ритмично-полосчатой текстурой, обусловленной чередованием темно-фиолетовых полос флюорита и белых полос, сложенных главным образом микроклином, кварцем, фенакитом или альбитом и бертрандитом. В разных образцах структуры варьируют от мелкозернистых до крупнозернистых, нередко в одном образце отмечены зоны, где видны переходы этих структур, границы между зонами четкие, резкие.





Рис. 9. Схема геологического строения Ауникского фтор бериллиевого месторождения (по Е.И. Галанину, А.Ф. Зуеву) и фото руд. 1 – известняки с прослоями сланцев; 2 – углисто-карбонатные сланцы с прослоями известняков; 3 – полимиктовые песчаники; 4 – кварцевые сиениты и сиенит - порфиры; 5 – дайки сиенит порфиров; 6 – дайки фельзитовых сиенит-порфиров; 7 – керсантиты; 8 – скарны, скарнированные известняки; 9 – зоны дробления и брекчирования; 10 – разрывные

нарушения; 11 – рудные тела.

Зональность выражается не только размером зерен, но и окраской, которая изменяется от бледно-фиолетовой до насыщенной темно-фиолетовой. Также для руд характерна ярко-

выраженная ячеистая структура, выраженная более идиоморфными и округлыми зернами флюорита.

Флюорит-бериллиевые руды имеют сложный минеральный состав. Основная часть руд сложена зернами флюорита (от 50-60 об.%), в которых часто отмечается зональность окраски: центральная часть имеет бледную окраску, а края темно-фиолетового цвета.

Карбонаты в рудах представлены преимущественно доломитом, анкеритом и железистым анкеритом. В скарнированных рудах присутствует кальцит. В разных образцах количество карбонатов варьирует от 10-15 об.%. По химическому составу среди карбонатов в рудах преобладают доломит и анкерит, в небольшом количестве присутствует кальцит в скарнированных рудах. В крупнозернистых прослоях руд выявлено больше доломита, а в мелкозернистых анкерита. Практически все карбонаты содержат FeO и MnO, изоморфно замещающие Mg, вплоть до появления железистого анкерита, содержащего до 22.09 мас.% FeO. В отдельных зернах карбонатов присутствуют примеси SrO до 0.69 мас.%.

Полевые шпаты в рудах представлены *Kfs* и плагиоклазом. В разных образцах количество КПШ варьирует от 8 до 10 об.%. В *Kfs* часто наблюдаются включения, представленные зернами плагиоклаза, кварца, биотита. Нередко плагиоклаз образует скопления с *Kfs*, карбонатами, кварцем, заполняя интерстиции между зернами флюорита.

Химический состав *Kfs* в рудах немного различается в крупнозернистой и мелкозернистой зонах в одном образце. В мелкозернистой части и в скарнированных рудах в *Kfs* отмечается примесь BaO. В отдельных образцах содержание BaO достигает 10,42 мас.%, что позволяет определить минерал как гиалофан, содержащий примеси Na₂O (2.33%), CaO (1.25%) и SrO (1.37%). В химических анализах плагиоклазов заметны различия между флюоритовой и скарнированной рудой. Во флюоритовой руде плагиоклаз отвечает по составу альбиту, тогда как в апоскарновых рудах – олигоклазу, с примесью Fe. Кварц составляет в основной массе около 3-5%. Бериллиевые минералы представлены фенакитом и бертрандитом, которые часто образуют срастания с полевым шпатом и карбонатами.

По данным электронной микроскопии в рудах присутствуют касситерит, циркон, хлорит, слюды, гранаты. Слюды преимущественно представлены биотитом. Хлориты характеризуются высоким содержанием FeO (33 - 38 мас.%) и низким содержанием MgO. Содержание SiO₂ и ZrO₂ в цирконах выше в мелкозернистых прослоях руд, а крупнозернистые отличаются наличием Al₂O₃ и FeO. Также в цирконах присутствуют Yb₂O₃ (4%), Y₂O₃ (6%), ThO₂ (3%), P₂O₅ (6%). В скарнированных рудах гранат представлен гроссуляром, немного обогащенным железом (до 6%) и присутствует небольшое количество Ті. Среди редких минералов в крупнозернистых прослоях отмечено наличие торита и синхизита, а в мелкозернистых прослоях чаще присутствуют ксенотим, паризит, синхизит, монацит и апатит.

Проведенная типизация флюидных включений (ФВ) установила, что первичные, особенно крупные и с ровной вакуолью, включения, приуроченные к отдельным зонам роста флюорита, фиксируемым по цвету, достаточно редки. Размер таких включений варьирует в широких пределах от 5-15 мкм и редко до 30-40 мкм. Среди первичных ФВ отбраковывались непредставительные включения – расшнурованные и перенаполненные, т.е. пересекаемые шлейфами мелких вторичных ФВ.

Установлено, что первичные включения из разных образцов содержат водный раствор, газовый пузырь с видимой каймой углекислоты или без нее, от одного до нескольких (2-3) кристаллических фаз, а также агрегат темного цвета в краевых частях газового пузыря. Все изученные первичные включения относятся к включениям гомогенного захвата и находятся в зернах флюорита, реже фенакита/бертрандита, поскольку в других минералах ФВ достаточных для исследования размеров не найдены. Твердые фазы присутствуют только во включениях из зерен флюорита. При нагревании таких включений газовая углекислота (Γ_y) растворяется в M_y при $T_r(CO_2) = +17.4$ до +25 °C, растворение газового пузыря происходит при $T_r = +156$ до +330 °C, температура плавления твердых фаз = +120 до +130°C. $T_{пл.льда}$ меняется в интервале от -4.8 до -6.5 °C, что соответствует интервалу солености растворов от 7.5 до 9.9 мас.% (экв. NaCl), $T_{эвт}$ варьирует от -45 до -49 °C, температуры плавления клатратов ($T_{пл.кл}$) – от +5.3 до +7.2.

 T_{r} газовых пузырей включений из фенакита/бертрандита варьируют от 280 до 300 °C, $T_{пл.льда}$ от -5.3 до -9 °C, что соответствует солености растворов от 8 до 12.8 мас. % экв. NaCl.

По данным КР-спектроскопии в составе газовой фазы всех включений отмечается CO_2 и в некоторых включениях присутствует метан CH_4 (рис. 10). Дочерние фазы во включениях идентифицированы как нахколит (NaHCO₃) и Mg-кальцит, также во всех включениях установлено углеродистое вещество. В некоторых ФВ присутствуют один или несколько кристаллов фтор-апатита, но он не является дочерним, поскольку вблизи таких включений всегда отмечаются мелкие твердые кристаллы фтор-апатитов.

Выявленные особенности минерального состава руд двух месторождений дают возможность приблизительно оценить кислотность растворов, сформировавших их.

Присутствие кристалликов щелочного бикарбоната – нахколита (NaHCO₃) в первичных включениях из руд Ауникского месторождения может свидетельствовать о том, что рудообразующие растворы имели повышенную щелочность.



Рис. 10. КР-спектры и фотографии первичных ФВ (а, б, в, г – Ауник; д, ж – Амандак): а, б, в – ФВ из флюорита, содержащие твердые фазы нахколита, Мg кальцита и углеродистое вещество; г – ФВ с видимой каймой жидкой СО из бертрандита; д, ж – ФВ из флюорита с твердыми фазами Mg кальцита.

Амандакское месторождение (рис. 11). Рудные тела Амандакского месторождения образованы сериями протяженных, но маломощных метасоматических зон среди карбонатных прослоев. Руды обычно имеют ритмично-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием флюоритовых и флюорит-фенакит-полевошпатовых полос. Полосчатость выражается размером зерен минеральных образований в слоях. Обычно мелкозернистая структура наблюдается в зальбандах зон, а более крупнозернистая – в осевой части и в раздувах рудных тел. Также для руд характерна ярко-выраженная ячеистая структура, характеризующаяся более идиоморфными и округлыми зернами флюорита.



Рис. 11. Схема геологического строения Амандакского месторождения. Составили В. Камынин (1961) и В. Супрун(1974). Фото руд.

1 – полимиктовые песчаники; 2 – ороговикованные кварц-карбонатные сланцы и песчаники с линзами битуминозных известняков; 3 –мраморизованные и окварцованные известняки; 4 – доломиты и доломитизированные известняки; 5 – субщелочные кварцевые сиениты, участками альбитизированные; 6 – альбититы; 7 – дайки кварцевых порфиров, микросиенитов и альбититов; 8 – дайки микродиоритов; 9 – зоны танталовой минерализации; 10 – зоны литиевой минерализации; 11 – зоны молибденовой минерализации; 12 – фтор-бериллиевые рудные тела; 13 – зоны брекчирования пород; 14 – разрывные нарушения.

Минеральный состав рудных тел довольно сложен. Основным минералом, слагающим руды является флюорит (40-60 об.%). В подчиненном количестве наблюдаются КПШ, кальцит, плагиоклаз, кварц, альбит, биотит, мусковит. Из второстепенных минералов присутствуют фенакит, циркон, гранаты, в небольших количествах отмечается монацит, апатит, шеелит, касситерит, сульфиды (пирит, галенит).

Карбонаты занимают около 15 об.%, часто образуют срастания с кварцем и плагиоклазом. По химическому составу они представлены кальцитом и доломитом, в некоторых образцах в них отмечаются примеси FeO, MnO, MgO и SrO.

Кварц (до 10 об.%) образует срастания с полевым шпатом, заполняет промежутки между зернами флюорита. *Kfs* (8-10 об.%) слагает зерна неправильной формы, представлен микроклином, микроклин-пертитом. По химическому составу *Kfs* в рудах с разными по зернистости прослоями практически не отличается друг от друга. В некоторых образцах с мелкозернистой структурой *Kfs* содержит примесь BaO (до 0,67%).

Плагиоклаз (5-10 об.%) образует срастания с *Kfs* и кварцем, участками развиты процессы серицитизации. Плагиоклазы представлены альбитом, андезином и немного олигоклазом. В некоторых образцах отмечается небольшое количество примеси FeO (0,32%) и K₂O (0,34%). Мусковит образует срастания с плагиоклазом, кварцем и *Kfs*, слагает около 3-5 об.%. Возможно, замещает биотит, т.к. при одном николе видны реликты биотита.

В биотите из приконтактовой зоны с вмещающими известняками, отмечено повышенное содержание FeO (14,76–21,41 мас.%), относительно флюоритовой руды. В биотите из флюоритовой руды присутствуют примеси TiO₂ (до 2,15 мас.%) и F (до 5,24 мас.%). Также на контакте флюоритовой руды с известняками и во флюоритизированном известняке выявлены амфиболы ряда актинолит-тремолит.

Бериллиевые минералы представлены фенакитом и бертрандитом, они образуют срастания с *Kfs* и карбонатами, кроме того в рудах также диагностированы ксенотим, синхизит, шеелит, апатит, монацит, циркон, шорломит и альмандин. Для цирконов характерны примеси Yb, Th, Ca, в единичных анализах – Nb.

При сравнительном анализе месторождений установлено, что они обладают близкими геолого-структурными особенностями, а также схожим геологическим строением, магматизмом, структурными и текстурными особенностями руд. Некоторые различия руд месторождений отмечаются в химических составах минералов рудного парагенезиса (карбонаты, полевые шпаты, слюды), а также по количественному соотношению второстепенных минералов. Так, для Амандакского месторождения характерны повышенные содержания торитов, ферриторитов и редкоземельных минералов, тогда как Ауникское месторождение более богато бериллиевыми минералами, что подтверждается данными по содержанию Ве в рудах (до 4800 г/т).

Подбор ФВ из флюорита Амандакского месторождения для термометрических экспериментов осуществлялся по таким же критериям, что и для Ауникского. Большинство отобранных первичных флюидных включений содержат помимо водного раствора анизотропный кристаллик, идентифицированный методом КР-спектроскопии (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) как Mg-кальцит примерно равный по размеру газовому пузырю. Размер включений в среднем от 10 до 30 мкм, в газовом пузыре не всегда отмечается видимая кайма $Ж_y$, но по данным КР-спектроскопии она присутствует во всех изученных включениях. При нагревании таких ФВ установлен интервал температуры частичной гомогенизации ($T_{чr}$ растворение пузыря), который варьирует от +145 до +282 °C, при дальнейшем нагреве они декрипитируют до растворения труднорастворимого Mg-кальцита. При охлаждении $T_{пл.пьда}$ варьируют от -2.3 до -4.3 °C, что соответствует общей солености раствора без учета кристаллика кальцита от 3.8 до 6.4 мас.% (экв. NaCl).

Наличие кварца в рудных телах Амандака, присутствие в них не только микроклина, но и диоктаэдрической слюды (мусковита KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH, F)₂)), указывает, по-видимому, на

повышенную кислотность рудообразующих растворов по сравнению с рудами Ауникского месторождения.

Согласно расчетам Х.Л. Барнса (Барнс, 1982), при T=350°С и активности калия, близкой к единице, для равновесной кристаллизации слюды и калиевого полевого шпата в присутствии кварца растворы должны иметь pH=4. Это значение будет использовано в дальнейшем при обсуждении условий рудоотложения на Амандакском месторождении.

Полученные результаты исследований ФВ позволили оценить некоторые физико-химические условия формирования руд Ауникского и Амандакского месторождений. Руды обоих объектов образовались бериллиеносными высокофтористыми слабосолеными, содержащими CO_2 растворами, в близком температурном интервале 145 - 330°C. Некоторые различия отмечены в солености растворов, температурах формирования, давлениях и pH растворов. Так, растворы, сформировавшие руды Амандакского месторождения, являются более кислыми, имеют более низкую соленость (до 6.4 мас.% экв. NaCl), более низкие температуры (+125-280 °C) и давления (1.7-1.8 кбар), тогда как растворы, сформировавшие руды Ауникского месторождения имеют повышенную щелочность, более высокую соленость (до 12.8 мас.% экв. NaCl), температуры формирования (+156 до+340 °C) и давления (1.9-2.8 кбар).

На основе геологических наблюдений, таких как приуроченность рудных зон обоих изученных месторождений к участкам развития карбонатных пород, а также формирование флюорит-бериллиевых руд по карбонатным прослоям, тогда как алюмосиликатные прослои остаются практически не измененными, можно сделать вывод о том, что формирование флюорит-бериллиевых руд происходило путем метасоматического замещения вмещающих карбонатных пород. Подобный механизм формирования бериллиевых руд характерен и для крупнейшего Ермаковского месторождения, большая часть запасов Ве на котором находится в массивных апокарбонатных рудах, представляющих собой линзо- и пластообразные залежи, так же как и на Ауникском и Амандакском месторождениях

Согласно расчетным данных Вуда (Wood, 1992) охлаждение высокофтористых растворов повышенной щелочности (pH=7-8), сформировавших руды Ауникского месторождения, с 300 до 200 °C сопровождается резким уменьшением растворимости доминирующих в них фтор-карбонатных комплексов бериллия (BeCO₃F⁻) практически на порядок, что и приводит к интенсивному осаждению бериллиевых минералов, и карбонатов в том числе, в рудном теле. Фторидные комплексы (BeF₃⁻, BeF₄²⁻) в таких условиях вносят очень небольшой вклад в отложение Be. Охлаждение высокофтористых CO₂-содержащих растворов повышенной кислотности (pH~4), сформировавших руды Амандакского месторождения, также приводит к небольшому понижению растворимости доминирующих в этих условиях фтор-карбонатных комплексов бериллия, тогда как растворимость фторидных комплексов наоборот несколько увеличивается. Но поскольку изначальная активность фтор-карбонатных комплексов была ниже по сравнению с активностью в более щелочных условиях, а фторидные комплексы не привносят никакого вклада в отложение Ве, это, по всей видимости, привело к формированию более бедных руд по сравнению с рудами Ауникского месторождения, что вполне согласуется с геологическими наблюдениями.

По данным Урабе (Urabe, 1982) при температуре 300 °C отложение РЗЭ наиболее эффективно из более кислых растворов, что мы и наблюдаем в рудах Амандака, тогда как щелочные условия более благоприятны для отложения Ве (руды Ауника), что также согласуется с полученными нами данными.

Таким образом, решающими факторами отложения Ве являются уменьшение активности F, вследствие разрушения фтор-карбонатных и фторидных комплексов Ве при связывании F во флюорит при замещении известняков, и понижение температуры рудообразующих растворов. Более высокие содержания Ве в рудах Ауникского месторождения по сравнению с Амандакским обусловлены повышенной щелочностью рудообразующих растворов. Тогда как повышенная кислотность растворов обусловила относительное обогащение руд Амандакского месторождения минералами РЗЭ.

Блок Г. LA-ICP-MS метод датирования цирконов: разработка методики, приложение метода к решению задач петрогенезиса и региональной геологии. [Отв. исп. к.г.-м.н. Хубанов В.Б.]

За текущий год проведена оптимизация и оценены аналитические характеристики U-Th-Pb изотопного LA-ICP-MS метода датирования цирконов:

Подготовка цирконов. Выделение цирконов велось по методике, которая включала в себя несколько этапов дробления и просеивания породы, сепарацию по магнитным свойствам и плотности. Затем зерна вручную отбирались под бинокуляром, ополаскивались деионизированной водой в ультразвуковой ванне и фиксировались в эпоксидной смоле, после подверглись шлифованию до выведения зерен на поверхность и полировке. Готовый препарат представлял собой цилиндр с диаметром 25 мм и высотой не более 8 мм. Для стандартных цирконов был приготовлен отдельный препарат, также цилиндрической формы, диаметром 10 мм и высотой менее 8 мм. Оборудование и параметры настроек. U-Pb изотопный анализ реализован на массспектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой лазерного проботбора UP-213 (New Wave Research) с длиной волны излучения 213 нм в лаборатории инструментальных методов анализа Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института Сибирского отделения РАН (ГИН СО РАН), г. Улан-Удэ (рис. 12).

Операционные параметры и конфигурация оборудования для анализа приведены в (табл. 2). Индуктивно-связанная плазма образовывалась в кварцевой горелке с кварцевым распылителем с диаметром 1.7 мм, в котором происходила ионизация частиц пробы, выделение узкого прямолинейного пучка ионов для анализа и отвод излишков пробы проводились с помощью системы алюминиевых конусов (sample и skimmer). Основные операционные параметры масс-спектрометра настраивались по раствору индия с концентрацией 1 ppb, для которого достигался сигнал не менее 106 срѕ и/или урана (1 ppb) – не менее 1.2*106 срѕ. После этого подбирались условия расходования аргона и гелия, а также напряжение на индукционную катушку при лазерном испарении циркона Plešovice. Оптимальными условиями считались настройки (табл. 2), при которых наблюдался максимальный сигнал изотопов 206 Pb и 238 U при абляции стандартного циркона, при минимальном значении отношения 238 U¹⁶O+/²³⁸U+, менее 4%. Съемка проводилась в скоростном режиме электростатического сканирования (E-scan). Диапазон беспрерывного E-scan сканирования масс (от 202 до 238 а.е.м.) позволял производить измерения сигналов изотопов без переключения магнитного поля.

Масс-спектрометром измерялись сигналы следующих изотопов: 202 Hg, 204 (Hg+Pb), 206 Pb, 207 Pb, 208 Pb, 232 Th, 238 U (табл. 1). Сигнал 235 U рассчитывался из сигнала 238 U, основываясь на постоянстве современного значения их отношения (238 U/ 235 U=137.88). Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (Counting), кроме изотопа 238 U (в режиме «Analog»).

Процедура измерения и расчета. При проведении измерений неизвестных проб выстраивалась следующая аналитическая последовательность: в начале и в конце – по 4 измерения первого (внешнего) стандарта и по 2 измерения второго (контрольного) стандарта, далее через каждые 5 измерений неизвестных образцов проводилось по одному измерению первого и второго стандарта. Перед началом каждой сессии изотопного анализа выполнялась последовательность, состоящая из 10 измерений внешнего стандарта и 10 измерений контрольного образца для контроля настроек физических параметров LA-ICP-MS системы.

Обработка данных анализа выполнена в программах Glitter (Van Achterberg et al., 2001; Griffin et al., 2008) и Microsoft Excel с надстройкой Isoplot (Ludwig, 2008). При этом, в качестве внешнего стандарта использовались цирконы Temora 2 (Black et al., 2004) (до сентября 2015 года) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) (с сентября 2015 года по настоящее время), в качестве контрольного образца во всех анализах использовался циркон Plešovice (Sláma et al., 2008).





Рис. 12. Принципиальная схема (а) системы лазерной абляции и масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) и пример хроматограммы (b) масс-спектрометрических ²⁰⁶Pb-, ²⁰⁷Pb-, ²³⁵U- и ²³⁸U-сигналов, полученных при лазерной абляции эталонного циркона Plešovice.

(a) — лазерная абляция UP-213 производства New Wave Research и магнитно-секторный масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Element XR фирмы Thermo Scientific. (b) — первые 25 секунд — регистрация сигналов фона, затем 30 секунд — съемка испаренного вещества циркона, 15 секунд — продувка камеры абляции и трубок газовой системы от вещества пробы. Вставка в верхнем правом углу — BSE-фотография циркона со следами точечного испарения лазерным лучом диаметром 25 мкм.

Традиционно поправка на обыкновенный (общий, нерадиогенный, первозданный) свинец при U-Pb анализе проводится с помощью нерадиогенного изотопа свинца ²⁰⁴Pb, т.н. ²⁰⁴Pb-коррекция [Williams, 1998; Košler, Sylvester, 2003], которая считается наиболее приемлемой

ния цирконов	
Лазер	ная абляция
Тип лазера	Nd-YAG
Производитель / модель	New Wave Research / UP-213
Длина волны излучения	213 нм
Размер пучка излучения	25 мкм
Частота импульсов	10 Гц
Уровень выхода энергии	50-55%
Мощность излучения	0,018-0,022 мДж
Плотность потока энергии	3,5-4 Дж/см ⁻²
Macc-o	спектрометр
Тип масс-спектрометра	Магнитно-секторный
Производитель / модель	Thermo Scientific / Element XR
Энергия ионизации	1150-1170 Вт
Газовые потоки:	
Охлаждающий (Ar)	16 л/мин
Вспомогательный (Ar)	1-1.1 л/мин
Транспортный (Не)	1-1.2 л/мин
Пробоподающий (Ar)	1,2-1,4 л/мин
Разрешение	Низкое
Режим сканирования	E-scan
Мертвое время детектора (Dead Time)	15 нс
Метод измерения:	
Измеряемые массы (изотопы)	202, 204, 206, 207, 208, 232, 238
Режим регистрации сигналов	Аналоговый режим – для массы 238,
	Режим счета (Counting) – для других масс
Окно сканирования массы (Mass	2% – для 202 и 204; 4% – 206, 207, 208, 232 и
Windows)	238 масс
Время задержки магнита (Settling Time)	0.001 с для каждой массы
Время измерения (Sample Time)	0.001 с для 202 и 204 массы; 0.0015 – 232 и 238; 0.002 с – 206, 207 и 208;
Количество сигналов в пике (Samples Per Peak)	100 – для каждой массы
Способ интегрирования сигнала (Integration Type)	Среднеарифметический
Количество сканирований при од- ном измерении (Runs)	1000

Таблица 2. Параметры настроек оборудования LA-ICP-MS для U-Pb изотопного датирования цирконов

ввиду того, что не подразумевает абсолютной конкордантности изотопных отношений. Однако, в LA-ICP-MS использование этого метода не всегда возможно из-за низкого содержания изотопа ²⁰⁴Pb, в том числе ввиду его низкой природной распространенности, а также высоким пределом его обнаружения при анализе из-за спектрального наложения сигнала изотопа ртути ²⁰⁴Hg, который присутствует в пробонесущем инертном газе He. Эти факторы создают трудности для корректного определения сигнала ²⁰⁴Pb. С целью снижения содержания примесей обычно устанавливаются на газовые магистрали ртуть-улавливающие ловушки

(золотые, угольные), как например в [Hirata et al., 2005; Gehrels et al., 2008]. Но даже с применением фильтров не всегда возможно точное определение сигнала свинца ²⁰⁴Pb. Поэтому в методах локального датирования широкое распространение получили поправки на обыкновенный свинец с помощью ²⁰⁷Pb-метода коррекции [Williams, 1998]. Суть этой коррекции достаточно подробно описана, например, в работе [Chew et al., 2011]. Однако нужно учитывать, что применение этого метода коррекции возможно в том случае, если U-Pb изотопная система не претерпела никаких нарушений и оставалась закрытой, т.е. наблюдаемая дискордантность измеренных данных является следствием наличия обыкновенного свинца.

На рис. 13 приведены примеры введения коррекции ²⁰⁴Pb- и ²⁰⁷Pb-методами при расчете возраста контрольного образца циркона Plešovice, в котором имелась примесь обыкновенного свинца, изотопный состав которого принят по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975]. Показано, что ²⁰⁷Pb-коррекция для ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста дает более правильный результат, чем ²⁰⁴Pb-коррекция, что, вероятно, обусловлено некорректным анализом изотопа ²⁰⁴Pb по причине его слабого сигнала.



Рис. 13. Диаграммы с конкордией и средневзвешенных возрастов для 8 локальных U-Pb LA-ICP-MS анализов циркона Plešovice. С примесью обыкновенного свиниа. (a), (b) - до коррекции наобыкновенный свинец; (с) – после ²⁰⁴*Pb*-коррекции; (*d*) - после ²⁰⁷*Pb*-коррекции. Эллипсы и планки погрешностей на уровне 2 .

Правильность анализа и особенности использования U-Th-Pb изотопной системы. На рис. 14 приведена статистика определения возраста по четырем изотопным отношениям U-Th-Pb системы при датировании стандартного циркона Plešovice в качестве контрольного образца в течение 2015 - начало 2016 гг., которая позволяет оценить сходимость анализа в долгосрочном периоде. За это время было выполнено 1198 локальных анализов данного стандарта. Средневзвешенный возраст по изотопному отношению 206 Pb/ 238 U составил 337.77±0.25 млн лет (рис. 14a), по 207 Pb/ 235 U – 337.18±0.41 млн лет (рис. 14b), по 207 Pb/ 206 Pb – 325.1±3.3 млн лет (рис. 14c). Нужно отметить, что для стандарта Plešovice в (Sláma et al., 2008) данные по 208 Pb/ 232 Th не приведены, для этого отношения нами получено значение средневзвешенного возраста 328.8±2.1 млн лет (рис. 14d). Однако здесь наблюдаются точки с существенным отклонением, контрастно выделяющиеся от основной группы относительно кучно расположенных данных. Если при определении средневзвешенного возраста применить опцию программы Isoplot, которая исключает из расчета наиболее отклоняющиеся данные (вставлена галочка напротив пункта «Reject OK?» в главном диалоговом окне), то не принимались в расчет 57 (выделены синим цветом) точек, и средневзвешенный возраст по оставшимся данным составил 335.04±0.8 млн лет (рис. 14d).



Рис. 14. Средневзвешенный возраст по изотопным отношениям U-Th-Pb системы на основе 1198 точек анализа на цирконе Plešovice (аттестованный возраст 337.13 ± 0.37 млн. лет (Sláma et al., 2008)). (a) $-\frac{206}{Pb}/238}$ U, (b) $-\frac{207}{Pb}/235}$ U, (c) $-\frac{207}{Pb}/206}$ Pb, (d) $-\frac{208}{Pb}/232}$ Th. Планки погрешностей на уровне 2σ .

Представленные данные свидетельствуют о том, что наименьшим разбросом, а соответственно, наилучшей точностью и правильностью обладают даты, рассчитанные по отношению 206 Pb/ 238 U. На втором месте – данные по отношению 207 Pb/ 235 U, здесь, как разброс самих значений возраста, так и размер 2 σ погрешностей выше, чем в предыдущем случае примерно в два раза. Существенное отклонение значений возраста и относительно большие значения 2 σ погрешностей наблюдаются для дат по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. По отношению ²⁰⁸Pb/²³²Th наблюдаются точки с существенным отклонением от среднего значения, однако они контрастно выделяются от основной группы относительно кучно расположенных данных.

Подобная разница значений дат и их погрешностей, рассчитанных по изотопным отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и ²⁰⁸Pb/²³²Th, по-видимому, обусловлена природными особенностями изотопных систем (период полураспада и геохимические свойства).

Для изотопов урана и тория периоды полураспада $T_{1/2}$ (или постоянная распада λ) имеют значения: ²³²Th – 14.01 млрд лет (4.9475×10-11 с⁻¹); ²³⁸U – 4.468 млрд лет (1.55125×10-10 с⁻¹), ²³⁵U – 0.704 млрд лет (9.8485×10-10 с⁻¹). Согласно закону радиоактивного распада изотопное отношение дочерний/материнский связано с возрастом минерала (временем, которое прошло с момента закрытия изотопной системы) логарифмической зависимостью:

возраст=ln(отношение+1)/ λ , где λ – постоянная распада материнского изотопа.

На рис. 15 приведен график этой функции для изотопных отношений U-Th-Pb системы. Как видно, изменение изотопного отношения на одно и то же значение происходит за разный промежуток времени, ввиду разницы постоянной распада.

Распад ²³⁵U является самым быстрым, поэтому изменение изотопного отношения 207 Pb/²³⁵U происходит за наименьшее время (рис. 15). Соответственно, ошибка инструментального определения изотопного отношения будет меньше влиять на вычисление датировки. Однако ввиду малой природной распространенности материнского изотопа ²³⁵U и низкого содержания его дочернего изотопа ²⁰⁷Pb, и, соответственно, сложности инструментального измерения низких концентраций, отношение ²⁰⁷Pb/²³⁵U является не самым надежным для датирования.

Кривая отношения 207 Pb/ 206 Pb представляется наиболее изменчивой (рис. 15): обладает крутым наклоном для молодых возрастов и становится пологой к древним возрастам. Это означает, что для молодых цирконов даже незначительное отклонение измеренного изотопного отношения от истинного значения может привести к существенному искажению возраста. В области дофанерозойских возрастов наклон кривой меняется на более пологий, а также содержание дочерних изотопов 207 Pb и 206 Pb со временем увеличивается. Первое приводит к тому, что снижается «чувствительность» значения возраста к правильности определения отношения 207 Pb/ 206 Pb, а второе – к увеличению надежности инструментального определения данного отношения ввиду того, что изотопы свинца в древних цирконах при анализе дают более высокий сигнал. Поэтому изотопное отношение 207 Pb/ 206 Pb берется за основу для датирования древних цирконов, а примерным «порогом» надежности применения, согласно (Gehrels et al., 2008), считается возраст 1 млрд. лет.

Что касается изотопного отношения ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$, для всех возрастов наклон ее кривой стабильно пологий, а также высокая природная распространенность изотопа ${}^{238}\text{U}$ обеспечивает при своем распаде высокое содержание ${}^{206}\text{Pb}$. Благодаря этому отношение ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ надежно анализируется масс-спектрометром и выдает наиболее достоверную оценку возраста.

Ввиду низкой скорости распада 232 Th изотопное отношение 208 Pb/ 232 Th в течение геологического времени (~4500 млн лет) изменяется минимально относительно других изотопных отношений. Линия зависимости изотопного отношения и возраста на рис. 15 имеет крутой наклон и близка к прямой. Данная особенность говорит о том, что ошибка определения возраста может быть относительно большой, но стабильной для всех возрастов независимо от того молодые или древние. Благодаря тому, что 232Th единственный изотоп тория и имеет природную распространенность в 100%, то, соответственно, 208 Pb и 232 Th дают хорошие аналитические сигналы, и определения возраста по отношению 208 Pb/ 232 Th в некоторых случаях довольно надежны (Chew et al., 2011). Однако основные сложности использования данного отношения для датирования цирконов обусловлены большой летучестью тория. Возможно, именно геохимической подвижностью тория объясняется существенное отклонение некоторых измерений от средневзвешенного возраста 208 Pb/ 232 Th в цирконах Plešovice (рис. 14d).



Рис. 15. Кривые зависимости возраста минерала от отношения дочернего к материнскому изотопов U-Th-Pb системы согласно закону радиоактивного распада.

Таким образом, на примере датирования циркона Plešovice LA-ICP-MS методом показано, что средневзвешенные значения возрастов, рассчитанных по изотопным отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и

 207 Pb/ 235 U, совпадают с его аттестованным возрастом в пределах 2% ошибки, тогда как возраста по отношениям 207 Pb/ 206 Pb и 208 Pb/ 232 Th отклоняются более чем на 2.5%. Данные отклонения средневзвешенных возрастов и величина ошибки их определения хорошо объясняются теоритическими построениями, основанными на периоде полураспада (постоянной распада), природной распространенности и геохимической подвижности изотопов. Однако нужно отметить, что значение конкордантного возраста не зависит от используемых пар изотопных отношений 206 Pb/ 238 U - 207 Pb/ 235 U (диаграмма Аренса-Везерилла), или 207 Pb/ 206 Pb - 238 U/ 206 Pb

(диаграмма Тера-Вассербурга), поскольку эти диаграммы математически эквивалентны друг другу.

Апробация U-Th-Pb изотопного LA-ICP-MS метода датирования. Наиболее наглядно точность и правильность LA-ICP-MS методики определения U-Pb изотопных возрастов показана на рис. 16, на котором проиллюстрирована степень отклонения конкордантных датировок эталонных цирконов от их аттестованного возраста. Практически все данные укладываются в 1% диапазон ошибки, только в одном случае отклонение составляет 1.2% от аттестованного возраста.

На примере определения возраста цирконов из шести позднепалеозойских гранитоидных массивов Западного Забайкалья и из мезозойского Халютинского карбонатитового месторождения Забайкалья показано, что U-Pb изотопные LA-ICP-SF-MS датировки хорошо совпадают с данными SIMS анализа (рис. 17). Общий коэффициент корреляции позднепалеозой-мезозойских возрастов, полученный разными методами, составляет 0.999, а только позднепалеозойских – 0.994, что еще раз подтверждает достоверность LA-ICP-SF-MS метода датирования.



Рис. 16. Сравнение конкордатных LA-ICP-SF-MS датировок с аттестованными (ID-TIMS) значениями возраста эталонных цирконов.

Аттестованные значения возраста сведены в нулевую ось, по обе стороны от которой отложены поля относительных возрастных ошибок (в процентах). Каждая точка представляет собой 207 Pb/ 235 U- 206 Pb/ 238 U конкордатный возраст, полученный LA-ICP-MS методом. Планки погрешностей на уровне 2 σ .

Кроме того, за отчетный период

с помощью реализованного LA-ICP-MS метода были получены новые данные по геохронологии магматических, метаморфических и осадочных процессов, имевших место в геологической истории Полярного Урала, Прибайкалья, Забайкалья, Северо-Восточного Казахстана, Рудного Алтая, Новосибирских островов, Якутии, Южного Приморья и Чукотки.



Рис. 17. Сопоставление результатов U-Pb изотопного датирования цирконов из позднепалеозойских гранитоидных массивов и мезозойского Халютинского месторождения Западного Забайкалья, полученных LA-ICP-SF-MS и SIMS (Цыганков и др., 2007, 2010; Punn и др., 2009) методами.

Цифрами обозначены: 1-3 – Баргузинский комплекс: гранит Зеленогривского массива (1), гранит Тэмэнского массива (2), гранит Гольцового массива (3); 4, 5 – чивыркуйский комплекс: монцонит Хангинтуйского массива (4) и монцонит Бургасской интрузии (5); 6 – зазинский комплекс, лейкогранит Унэгэтэйского массива; 7 – нижне-селенгинский комплекс, монцонит Хасуртинского массива; 8 – Халютинское месторождение барий-стронциевых карбонатитов. Сплошная линия – это линейный тренд, образованный LA-ICP-MS и SIMS возрастными данными. Пунктирная линия – это линия, соответствующая идеальной сходимости данных. Планки погрешностей на уровне 20.

Многоэлементный LA-ICP-MS анализ. Настройки оборудования при определении элементного состава в целом были аналогичные настройкам для U-Th-Pb изотонного анализа. Испарение проводилось 40 мкм лучом, регистрация сигнала происходила в скоростном режиме электростатического сканирования (E-scan). Диапазон масс беспрерывного E-scan сканирования составлял 30% от значения наименьшей атомной массы, на которой стабилизировалась позиция магнита. Детектирование сигналов большинства масс проводилось в режиме счета (Counting), т.е. в режиме усиления сигнала за счет вторичного электронного умножителя с дискретными динодами, часть изотопов с относительно высокой концентрацией измерялась в аналоговом режиме (Analog).

В качестве внешнего стандарта использовались стандартные стекла NIST-612 и NIST-614 (Hinton, 1999). Для поправки на матричный эффект вводился внутренний стандарт, в качестве которого служила концентрация SiO₂.

Анализировались концентрации Ti, Sr, Y, Zr, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U, а также Si для введения внутреннего стандарта. При измерении стекла NIST-614 относительная погрешность определения состава в одной точке лазерного испарения (прецизионность) на уровне 1σ составляла не более 10%, превышение

этого показателя было лишь только для Ti, Zr, Hf. Отклонение от аттестованных концентраций (правильность) варьировало в пределах от 4% до 30%. Поскольку концентрация элементов в стекле NIST-612 (около 50 ppm) на порядок выше, чем в NIST-614 (около 1 ppm) (Hinton, 1999), то правильность определения его состава лучше – 1-10%. при прецизионности измерения в одной точке – 3-10%.

Нужно отметить, что высокая погрешность измерения Ti, Zr и Hf, по-видимому, обусловлена высоким фоном, вследствие заражения масс-спектрометра при многократных измерениях цирконов.

Для апробации многоэлементного LA-ICP-MS анализа были оценены концентрации редкоземельных элементов в эталонных цирконах (рис. 18). Полученные данные достаточно хорошо согласуются с результатами химического анализа этих цирконов в других лабораториях.



Рис. 18. Распределение редкоземельных элементов в эталонных цирконах. Красной линией отображены максимальные концентрации и синей линией – минимальные концентрации редкоземельных элементов в цирконах, определённые в других лабораториях (по данным базы GeoReM). Черными точками – собственные LA-ICP-MS определения.

Наиболее важные результаты, полученные при выполнении проекта в целом, заключаются в следующем:

- Путем изотопно-геохронологических исследований установлена синхронность позднепалеозойского базитового, щелочного и гранитоидного магматизма, в результате которого сформировалась одна из крупнейших на земле Западно-Забайкальская магматическая провинция, ключевое положение в которой занимает Ангаро-Витимский гранитоидный батолит.
- 2. На основе детальных изотопных исследований установлена различная природа рудообразующих флюидов (от ювенильных до метеорных), формирующих фтор-бериллиевые месторождения и рудопроявления Западного Забайкалья, при этом соотношения флюидов разного происхождения в различных объектах существенно различаются.
- 3. Термобарогеохимическими исследованиями установлены *P-T-X* параметры формирования F-Be месторождений различного генезиса (Снежное, Ермаковское, Ауникское, Амандакское). Установлено, что в карбонатной среде одним из решающих факторов отложения Be является уменьшение активности F вследствие понижения температуры рудообразующих растворов и разрушения фтор-карбонатных и фторидных комплексов Be. При этом F связывается во флюорит, замещающий известняк.
- 4. На масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с установкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research) реализован и прошел широкую апробацию U-Pb метод изотопного датирования цирконов (LA-ICP-MS).

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение А. Публикации по проекту за 2016 год.

Количество научных публикаций в журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (Web of Science, Scopus, MathSciNet, Российский индекс научного цитирования, Google Scholar, European Reference Index for the Humanities и др.) по проекту за 2016 год:

1. Рипп Г.С., Избродин И.А, Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Посохов В.Ф. Карбонаты и источники флюидов руд и метасоматитов Ермаковского флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2016, № 9, с. 1641-1652. <u>http://elibrary.ru/item.asp?id=26693115</u>

2. Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Посохов В.Ф. Изотопная характеристика Емаковского флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения (Западное Забайкалье) // Геохимия, 2016, №9, с. 780-789. http://elibrary.ru/item.asp?id=26497757

3. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анцифе-

рова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 983-1004. <u>http://elibrary.ru/item.asp?id=26006043</u>

4. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной массспектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1, с. 241–258.

http://elibrary.ru/item.asp?id=25239745

5. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 1005-1027. <u>http://elibrary.ru/item.asp?id=26006044</u>

6. Цыганков А.А., Удоратина О.В., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Кобл М.А. Раннепалеозойский базитовый магматизм Западного Забайкалья: состав, изотопный возраст (U-Pb, SHRIMP-RG), источники магм, геодинамика // Петрология, 2016, т. 24, № 4, с. 396-422. <u>http://elibrary.ru/item.asp?id=26160481</u>

7. **Doroshkevich, A.G.,** Sharygin, V. V., Seryotkin, Y.V., Karmanov, N.S., Belogub, E.V., Moroz, T.N., Nigmatulina, E.N., Eliseev, A.P., Vedenyapin, V.N. and Kupriyanov, I.N. Rippite, IMA 2016-025. CNMNC Newsletter No. 32 // Mineralogical Magazine 2016, v. 80, p. 915–922. http://minmag.geoscienceworld.org/content/80/5/915

8. Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Veksler I.V., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: implications for the sources of the parental magma and metasomatizing flu-Journal of Asian Earth Sciences. 2016. 116. 81-96. ids // T. C. http://elibrary.ru/item.asp?id=24934945

9. Doroshkevich A., Starikova A., Vasiliev V., Ripp G., Izbrodin I., Posokhov V., Sklyarov E. Stable isotope (c, o, h) characteristics and genesis of the Tazheran brucite marbles and skarns, Olkhon region, Russia // Mineralogy and Petrology. 2016. C. 1-18. <u>http://eli-brary.ru/item.asp?id=27584786</u>

Прочие издания:

- Аюржанаева Д.Ц., Избродин И.А., Дамдинова Л.Б. Условия формирования кварцитов Кяхтинской группы месторождений по результатам термометрических исследований // Мат. конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д.г.м.н. Ф.Г. Рейфа. Улан-Удэ, 2016. С. 17-20.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Комбинированные дайки Западного Сангилена, юв Тува: изотопный возраст, состав, петрогенезис // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения:. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск : Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. С. 35-37.
- 3. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. Комплексы комбинированных даек как индикаторы тектонической денудации и развала коллизионной системы в каледонидах Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения:. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск : Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. С. 54-55.
- 4. Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Брянский Н. В. Состав растворов, сформировавших флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье), по данным LA-ICP-MS // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

C. 264 – 267.

- Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б. Б. Условия формирования бериллиевых руд Ауникского и Амандакского месторождений (Западное Забайкалье) // Мат. конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д.г.-м.н. Ф.Г. Рейфа. Улан-Удэ, 2016. С. 52-56.
- Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Аюржанаева Д.Ц. Флюидный режим формирования метаморфизованных высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья (по данным термометрического и изотопно-геохимического исследований) // Мат-лы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Изд-во БНЦ СО РАН, 2016, Улан-Удэ, С. 64-66.
- 7. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С. К характеристике бастнезитсодержащих пород, распространенных в пределах города Улан-Удэ // Мат-лы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Изд-во БНЦ СО РАН, 2016, Улан-Удэ, С. 87-89.
- 8. Хубанов В.Б., Цыганков А. А., Врублевская Т.Т., Буянтуев М.Д., Хромова Е.А. Редкоземельный состав производных плавления корового субстрата в контакте с щелочнобазитовой магмой (Гусиноозерская дайка, Юго-Западное Забайкалье): в контексте проблемы формирования высококалиевых кислых магм // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения:. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск : Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. С. 207-208.
- 9. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н. Ангаро-Витимский батолит: геохронология и геодинамика Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения:. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. С. 209-211.
- Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г. Полифазные включения в минералах карбонатитов Белозиминского щелочного комплекса, Восточный Саян // Мат-лы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Изд-во БНЦ СО РАН, 2016, Улан-Удэ, С. 177-180.
- 11. Школьник С.И., Буянтуев М.Д., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Алешин В.В., Гелетий Н.К., Иванов А.В. Геохимия, минералогия и время формирования марганценосных осадочно-вулканогенных отложений Икатского террейна (хребет Морской) // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения. Материалы 11 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016, с. 293-295.
- 12. Ayurzhanaeva D.Ts., Izbrodin I.A., Damdinova L.B. Composition features of fluids in quartzites of Kyachta sillimanite deposit (West Transbaikalia) // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: proceedings of the conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU: Novosibirsk. 2016, p. 23-24.
- 13. **Buyantuev M., Khubanov V.** U-Pb age and sources of late paleozoic bimodal dyke magmatism in Westrn Transbaikalia // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU: Novosibirsk, 2016, p. 84.
- Chebotarev D.A., Doroshkevich A.G., Sharygin V.V. The niobium mineralization in the carbonatites of the Chuktukon massif, the Chadobets upland (the Krasnoyarsk region, Russia) // 33rd International conference «Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits», Moscow, Russia. 27 may, 2016.
- 15. **Damdinova L. B.**, Damdinov B. B. Conditions of beryllium ores formation of Aunik and Amandak deposits (Western Transbaikalia) // 6th International Asian Current Research on fluid inclusions. Mumbai. India. 2016.
- 16. **Damdinova L. B.,** Damdinov B. B., Bryansky N. V. The Metal Contents of Solutions Formed Fluorite-Leucophanite-Melinophane-Eudidymite Ores of Ermakovka Beryllium Deposit Using LA-ICP-MS (West Transbaikalia, Russia) // Goldschmidt-2016 meeting, abstract # 3339.

- 17. **Doroshkevich A.G.,** Chebotarev D.A., Sharygin V.V. «Alkaline ultrabasic carbonatitic magmatism of the Chadobets upland» // Moscow International School of Earth Sciences – 2016.
- Rampilov M.O., Ripp G.S. Sources fluids of the Orot bertrandite deposit (Western Transbaikalia) // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU: Novosibirsk, 2016, p. 218-219.
- Rampilova M.V., Ripp G.S. Nephritic rocks of Western Transbaikalia: sources of fluids and geochemical features // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU: Novosibirsk. 2016, p. 107-108.
- 20. Sharygin V.V., **Doroshkevich A.G.** Secondary olivine-hosted inclusions in calcite carbonatites of the Belaya Zima alkaline massif, Eastern Sayan, Russia: Evidence for Na-rich carbonatite composition // Asian Current Research On Fluid Inclusions (ACROFI-VI), Indian Institute of Technology Bombay, 25th to 27th November, 2016, Extended Abstracts.
- Sharygin V.V., Doroshkevich A.G., Seryotkin Y.V., Karmanov N.S., Belogub E.V., Moroz T.N., Yelisseyev A.P. A new K-Nb-cyclosilicate K₂(Nb,Ti)₂(Si₄O₁₂)O(O,F) from Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland, Russia // EMC, 2016, Rimini, Italy, p. 421-421

Год	Содержание работы	Ожидаемый результат
2013	 Посредством масс-балансовых расчетов и изотопно-гео¬химиче- ского изучения грани-тоидов оце- нить источ-ники магм, вклад ман- тийного и корового компонентов, механиз-мы влияния мантии на со- став гранитоидов. Установить характер взаимосвязи карбонати-тов, кислых и базито-вых массивов габбро-сиени-товых и габ- бро-сиенит-гранитовых ас-социа- ций Юго-Западного Забайкалья. 	 Будет получена изотопно-геохи-мическая (ICP-MS, изотопия Sr, Nd; О в минералах) ха- рактеристика гранитов баргузинского ком- плекса по профилю Улюнхан -Максимиха, гра- нитоидов зазинского комплекса (Улекчинский, Шалутинский плутоны), щелочных гранитов и сиенитов Брянского и Хоринского массивов ранне-куналейского комплекса (Западное За- байкалье). На этой основе реконструировать геохимические типы источников магм. С ис- пользованием масс-балансовых расчетов оце- нить пропорции и механизмы влияния (смеше- ние, дифференциация мантийных или гибрид- ных магм, плавление гетерогенного источника или мафической ювенильной коры) мантий- ного компонента на состав гранитоидов разных геохимических типов. С помощью геологических и геохронологи- ческих (U-Pb, Ar-Ar) данных будет определена последовательность формирования габбро-сие- нитовых и карбонатитоносных габбро-сиенит- гранитовых ассоциаций на Арсеньтевском, Ха- лютинском и Ошурковском массивах. Изо- топно-геохимическими методами (ICP-MS, Sr, Nd, O, C, H), будет установлен характер связи между карбонатитами, кислыми и базитовыми магматитами, определены источники вещества и степень контаминации этих порол.
2014	Геологическое, петролого-геохими-	Будут установлены основные черты геоло-

Приложение Б. План НИР 2013-2016 гг.

	ское изучение щелочногранитоид- ных комплексов Саяно-Байкальской складчатой области и связанных с ними фтор-бериллиевых месторож- дений (возраст, источники магм и рудоносных флюидов).	и U-Pb изотопный возраст щелочных гра- нитов массива Булыхта (Витимское плос- когорье); установлен состав флюидных и расплавных включений, определен изотоп- ный состав Sr, Nd, O, H, S, C и геохимиче- ские характеристики пород и минералов фтор-бериллиевых месторождений Запад- ного Забайкалья и Восточного Саяна (Ер- маковское, Орот, Снежное); на этой основе установлены геохимические типы источ- ников щелочногранитоидных магм и рудо- носных флюидов.
2015	Разработка петролого-геохимиче- ской модели мантийно-корового взаимодействия при формировании позднепалеозойской магматической провинции Саяно-Байкальской складчатой области (геохронология, источники магм и флюидов, метал- логения).	Будут определены геохимические типы и объемные соотношения коровых и мантий- ных компонентов при формировании гра- нитоидных, щелочно-базитовых и карбо- натитовых комплексов Саяно-Байкальской складчатой области (зазинский, ранне-ку- налейский, белоземинский); установлены временные и генетические взаимоотноше- ния разнотипных гранитоидов с проявле- ниями мантийного магматизма; будет установлен состав рудообразующих флюи- дов редкометалльных (фтор-бериллиевых) месторождений (Ауник и Амандак).
2016	Определение изотопного возраста, источников магм, металлогениче- ской специализации и геодинамики палеозойского гранитоидного маг- матизма севера Байкальской склад- чатой области.	Определен изотопный (U-Pb) возраст, установлены источники магм, металлоге- ническая специализация и геодинамиче- ские условия формирования палеозойских гранитоидов севера Байкальской складча- той области.

Приложение В.

индикатор	Ед. изме- рения	Всего за 2013-2016 гг.	2013	2014	2015	2016
Количество публика- ций в ведущих россий- ских и международных журналах по результа- там исследований, по- лученных в процессе реализации проекта	единиц	35	11	7	8	9
Количество публика- ций в мировых науч- ных журналах, индек- сируемых в базе дан- ных «Сеть науки» (WEB of Science)	единиц	26	5	6	6	9

Число охраняемых	единиц	0	-	-	-	-
объектов интеллекту-						
альной собственности:						
зарегистрированных						
патентов в России						