

Российская Академия наук
Отделение наук о Земле
Научный Совет РАН по проблемам геохимии
Научный Совет РАН по проблемам геологии докембрия
Межведомственный комитет по рудообразованию
Межведомственный стратиграфический комитет
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии (ИГЕМ) РАН
Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН

Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии

**Материалы
IX Российской
конференции
по изотопной
геохронологии**

3-5 июня 2025 г.

Москва
ИГЕМ РАН
2025

УДК 550.93
ББК 26.301
С63

Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. IX Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 3-5 июня 2025 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2025. - 247 с.

ISBN 978-5-88918-079-1

Тезисы докладов представлены в авторской редакции

На обложке: (30 лет спустя!) термоионизационный 9-коллекторный масс-спектрометр Sector 54 (Великобритания) в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. С 1996 года прибор используется для исследований в области изотопной геохронологии (Rb- Sr, Sm-Nd, U-Pb (ID TIMS)) и геохимии радиогенных изотопов. За прибором Юрий Владимирович Гольцман - один из опытнейших специалистов России в области изотопной масс-спектрометрии и изотопной геологии.

ISBN 978-5-88918-079-1

©ИГЕМ РАН, 2025

Организационный комитет

Председатель:

академик РАН И.В. Чернышев, ИГЕМ РАН, Москва

Заместители председателя:

академик РАН Ю.А. Костицын, ГЕОХИ РАН, Москва

член-корр. РАН Е.О. Дубинина, ИГЕМ РАН, Москва

член-корр. РАН А.Б. Котов, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

член-корр. РАН А.Б. Кузнецов, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Ученый секретарь: Ю.О. Ларионова, ИГЕМ РАН, Москва

Члены Оргкомитета и Программной комиссии:

В.В. Акинин, член-корр. РАН, СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Н.С. Бортников, академик РАН, ОНЗ РАН, ИГЕМ РАН, Москва

А.Е. Будяк, ИГХ СО РАН, Иркутск

А.И. Буйкин, ГЕОХИ РАН, Москва

В.Н. Голубев, ИГЕМ РАН, Москва

А.В. Иванов, ИЗК СО РАН, Иркутск

В.П. Ковач, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

А.Н. Ларионов, ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург

К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

В.А. Петров, член-корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва

Б.Г. Покровский, член-корр. РАН, ГИН РАН, Москва

Е.Б. Сальникова, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

А.И. Слабунов, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

А.В. Травин, ИГМ СО РАН, Новосибирск

К.Н. Шатагин, ИГЕМ РАН, Москва

В.В. Ярмолюк, академик РАН, ИГЕМ РАН, Москва

Спонсор Конференции:

ООО НКЦ «ЛАБТЕСТ»

Предисловие

25 лет назад было положено начало «Российской конференции по изотопной геохронологии», основанной при поддержке выдающегося ученого-геолога и организатора науки, вице-президента РАН академика Николая Павловича Лаверова. Начиная с 2000-го года, сессии Конференции, проводившиеся с регулярностью раз в три года поочередно в ИГЕМ РАН и ИГГД РАН, соответственно в Москве и Санкт-Петербурге, совпали с периодом плодотворного развития в России изотопной геохронологии, когда в середине 90-х годов открылась возможность использования современных масс-спектрометров, прежде всего термоионизационного типа, производимых в Германии и Великобритании, а также применения новых технологий и оборудования для проведения низкофоновых химических работ в «беспылевых» условиях. Роль, которую в прошедшие 25 лет сыграла Конференция, определялась ее широкой доступностью для обсуждения и апробации методов и новых результатов, участием в Конференции исследователей нового поколения, возможностью обмена опытом и научной кооперации между институтами, усилиями которых в нашей стране проводятся изотопно-геохронологические исследования.

Результаты датирования процессов формирования магматических, осадочных, метаморфических пород и рудных месторождений, будучи основой тематики Конференции, на всех ее сессиях сочетались с рассмотрением методических вопросов геохронологии, касающихся совершенствования методик изотопного анализа, поиска и выбора минералов-геохронометров и оценки состояния их изотопных геохронометрических систем. Роль и значение методического направления (в широком смысле), как одной из тем Конференции, по-видимому, будет в будущем возрастать, прежде всего, ввиду актуальности задачи повышения реальной точности изотопных датировок. Кроме того, в последние годы важным фактором продвижения отечественных и приборных разработок стали известные ограничения поставок новых зарубежных масс-спектрометров, запасных частей к ним и технической поддержки со стороны производителей. Отмечанные тенденции, как показывают материалы этого сборника, уже проявились в содержании представленных докладов и в программе настоящей IX Конференции.

Надеюсь, что Конференция послужит решению задач современной геологии и развитию самих геохронологических исследований. От имени Оргкомитета выражаю глубокую благодарность всем коллегам, которые поддержали Конференцию своими докладами и прямым участием.

Председатель Оргкомитета, академик РАН И.В. Чернышев

Расписание

Адрес

Конференция состоится в конференц-зале ИГЕМ РАН по адресу:
Москва, Старомонетный пер., 35

Регистрация участников конференции

Регистрация прибывших участников конференции начнется в ИГЕМ РАН в понедельник 2 июня 2025 г., с 14:00 до 18:00. В последующие дни 3-5 июня регистрация будет проводиться с 8:40 до 18:00.

Общий план проведения конференции

3 июня, вторник	4 июня, среда	5 июня, четверг
10:00-12:20 Открытие конференции и пленарные доклады	10:00-11:20 Устные доклады	10:00-11:40 Устные доклады
12:20-12:40 Перерыв	11:20-11:40 Перерыв	11:40-12:00 Перерыв
12:40-14:00 Устные доклады	11:40-13:00 Устные доклады	12:00-13:40 Устные доклады
14:00-15:00 Обед	13:00-14:00 Обед	13:40-14:40 Обед
15:00-16:20 Устные доклады	14:00-15:00 Устные доклады	14:40-15:40 Устные доклады
16:20-16:40 Перерыв	15:00-15:20 Перерыв	15:40-16:00 Перерыв
16:40-18:00 Устные доклады	15:20-17:00 СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ	16:00-17:40 Общая дискуссия. Закрытие конференции

3 июня 2025, вторник

10:00-10:20 Открытие конференции

УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: И.В. Чернышев, А.Б. Кузнецов, А.Б. Котов

10:20-10:50 **Акинин В.В.** Изотопная геохронология магматических поясов севера Пацифики

10:50-11:20 **Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Стифеева М.В., Иванова А.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.** U-Pb минералы-геохронометры для оценки возраста процессов рудообразования

11:20-11:50 **Дубинина Е.О.** Оценки времен протекания геологических событий по изотопным параметрам легких элементов: современное состояние и перспективы

11:50-12:20 **Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.** Ранняя метеоритная бомбардировка Луны: катаклизм или длительная бомбардировка?

12:20-12:40

Кофе-брейк

12:40-13:00 **Каменщиков А.Е.** Возможности НКЦ «Лабтест» в приборном оснащении, технической и методической поддержке лабораторий, работающих в области изотопной геохронологии

13:00-13:20 **Федотова А.А., Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В., Кирнозова Т.И., Сабиров И.А., Сомсикова А.В., Фугзан М.М.** Высокоурановый низкотермический циркон метаморфических пород: происхождение, примеры U-Pb изотопных исследований (Волго-Урاليا, Восточно-Европейская платформа)

13:20-13:40 **Якубович О.В., Иванова Е.С., Гороховский Б.М., Котов А.Б., Аносова М.О., Подольская М.М., Адамская Е.В., Васильева Н.А., Соколова Л.А.** (U,Th)-He датирование пирита: текущее состояние

13:40-14:00 **Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О., Шабыкова В.Г.** Геохронология и изотопная геохимия спрединга в срединно-атлантическом хребте (разлом Вима)

14:00-15:00

Перерыв на обед

ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: Ю.А. Костицын, Е.Б. Сальникова

- 15:00-15:20 Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Вопросы представления результатов U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона
- 15:20-15:40 Ефремова У.С., Иванов А.В., Гладкочуб Е.А., Донская Т.В., Сукнева М.О., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В. U-Pb (LA-ICP-MS) датирование циркона после термического восстановления и химической абразии
- 15:40-16:00 Плоткина Ю.В., Кульков А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Адамская Е.В. Внутреннее строение цирконов, используемых в качестве стандартов для U-(Th-)Pb SIMS и LA-ICP-MS исследований
- 16:00-16:20 Иванов А.В. и др. (22 соавтора). Российский межлабораторный опыт U-Pb локального датирования образца циркона с известным возрастом
- 16:20-16:40 Кофе-брейк
- 16:40-17:00 Паленова Е.Е., Артемьев Д.А., Эккерманн Г., Юдовская М.А., Будяк А.Е. Цирконы михайловской свиты (Тонодское поднятие, Бодайбинский район Иркутской области): возраст, происхождение
- 17:00-17:20 Иванов А.В., Малышев С.В., Алфимова Н.А., Матреничев А.В., Семенова Л.П., Брянский Н.В., Каримов А.А., Гладкочуб Е.А., Саватенков В.М. Раннепротерозойский возраст щелочного массива Репоярви, Балтийский щит: результаты U-Pb датирования апатита
- 17:20-17:40 Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Гриценко Ю.Д., Паниковровский Т.Л. Использование везувиана и граната для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований
- 17:40-18:00 Белякова А.А., Ларионов А.Н., Федяевская Е.В., Гольцин Н.А. Возраст Аннинского массива (залив Стрелок, Приморский край): U-Pb данные и тектоническая интерпретация

4 июня 2025, среда

УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: В.В. Акинин, Б.Г. Покровский

- 10:00-10:20 **Акинин В.В.** Возраст ключевых золото-серебряных месторождений Северо-Востока России: U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os ограничения и соотношение с магматизмом
- 10:20-10:40 **Чернышев И.В., Голубев В.Н., Ларионова Ю.О., Алешин А.П., Гольцман Ю.В.** Sm-Nd и Rb-Sr систематика флюорита и его использование для Sm-Nd датирования гидротермальной минерализации
- 10:40-11:00 **Пушкарев Е.В., Юдин Д.С.** Возраст уникального Качканарского титаномагнетитового месторождения на Среднем Урале по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования
- 11:00-11:20 **Притчин М.Е.** Ar-Ar датирование метасоматитов золоторудных месторождений Кочкарского антиклинория (Южный Урал)
- 11:20-11:40 **Кофе-брейк**
- 11:40-12:00 **Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Кузнецова Л.Г., Плоткина Ю.В., Левицкий И.В.** Возрастные рубежи формирования гранитов и редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса
- 12:00-12:20 **Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Иванов А.В., Школьник С.И., Летникова А.Ф., Булгакова Д.Д., Колесов К.К.** Позднерифейская провинция высококалийевого вулканизма юга-запада Сибирской платформы и ее рудоносный потенциал
- 12:20-12:40 **Малич К.Н.** Изотопно-геохимические индикаторы генезиса и прогноза богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Полярной Сибири
- 12:40-13:00 **Недосекова И.Л.** Соотношение времени формирования щелочно-карбонатитовых комплексов Урала и связанных с ними процессов редкометалльного рудообразования
- 13:00-14:00 **Перерыв на обед**

ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: К.Н. Шатагин, А.В. Травин

- 14:00-14:20 **Чугаев А.В.** Рудообразующие процессы и их корреляция с палеозойскими магматическими и метаморфическими событиями в Ленской золоторудной провинции
- 14:20-14:40 **Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Прокопьев И.Р.** Термохронология Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье)
- 14:40-15:00 **Гладкочуб Е.А., Иванов А.В., Шарыгин И.С., Костровицкий С.И.** Опыт внедрения рамановской спектроскопии для определения времени извержения/охлаждения на примере мегакристаллов циркона из трубки взрыва «Натальинская» чапинского вулканического комплекса (Енисейский кряж)
- 15:00-15:20 **Кофе-брейк**
- 15:20-17:00 **ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СТЕНДОВЫХ ДОКЛАДОВ**
Председатели: А.В. Иванов, А.Б. Кузнецов, К.Н. Шатагин

5 июня 2025, четверг

УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: А.В. Самсонов, А.И. Слабунов

- 10:00-10:20 **Бортников В.В., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Ковач В.П.** Новые данные о возрасте метавулканитов курумканской толщи, Алданский щит
- 10:20-10:40 **Носова А.А., Лебедева Н.М., Сальникова Е.Б., Возняк А.А., Ковач В.П.** U-Pb возраста циркона и бадделеита и Sr-Nd изотопная систематика пород мезопротерозойской магматической ассоциации Ладожского грабена (Фенноскандия)
- 10:40-11:00 **Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Силаева О.М., Степанова А.В.** Изотопно-геохимические парадоксы в терригенных породах нижнего ятулия (2.2 млрд лет) Карельского кратона: Латеритная кора выветривания в источнике сноса?
- 11:00-11:20 **Слабунов А.И.** Опыт геохронологических исследований метаморфизованных осадков (на примере полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса)
- 11:20-11:40 **Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В., Федотова А.А., Сабиров И.А., Сомсикова А.В., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И.** Архейский возраст нурлатского гранулитового комплекса (отрадененская серия, Волго-Уралье)
- 11:40-12:00 Кофе-брейк**
- 12:00-12:20 **Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Каурова О.К., Ризванова Н.Г., Ситкина Д.Р.** Pb-Pb датирование карбонатных пород рифея и венда Сибири в развитии стратиграфии докембрия
- 12:20-12:40 **Васильева Н.А., Якубович О.В., Васильева К.Ю., Аносова М.О.** Определение возраста эпигенетического пирита из нефтематеринских пород (U,Th)-He методом

12:40-13:00 **Зайцев А.В., Буякайте М.И., Покровский Б.Г.** Следы верхнеордовикского (хирнантского) оледенения в отложениях пошехонской свиты Московской синеклизы (по данным изотопов С, О, Sr)

13:00-13:20 **Травин А.В., Буслов М.М., Мурзинцев Н.Г., Коробкин В.В., Котлер П.Д., Зиндобрый В.Д.** Термохронология Калба-Нарымского батолита и Иртышской зоны деформаций (Алтайская аккреционно-коллизийная система)

13:20-13:40 **Серов П.А., Чащин В.В., Борисенко Е.С., Стешенко Е.Н.** Новые данные о возрасте и метаморфизме рудоносных (Cu-Ni-ЭПГ) интрузий южного обрамления Мончегорского плутона по результатам Sm-Nd исследований

13:40-14:40

Перерыв на обед

ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: А.И. Буйкин, Е.О. Дубинина

14:40-15:00 **Касаткина Л.П. (Семенова), Иванов А.В., Гладкочуб Е.А., Малышев С.В.** Низкотемпературная термальная эволюция Слюдянского кристаллического комплекса по данным трекового датирования апатита

15:00-15:20 **Чефранова А.В., Ковач В.П., Лаврищев В.А., Лаломов А.В., Чефранов Р.М.** Результаты U-Pb датирования детритового циркона из редкометалльно-титановых россыпей ергенинской свиты (Республика Калмыкия) в контексте региональных реконструкций возраста источников сноса терригенного материала

15:20-15:40 **Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Самсонов А.В., Котов А.Б., Галанкина О.Л., Бессмертный К.Н., Кервинен А.В.** U-Pb ID TIMS геохронология монацита и ксенотима вулканогенно-осадочных пород Сегозерской структуры (Карельский кратон)

15:40-16:00

Кофе-брейк

16:00-17:40 **Общая дискуссия. Закрытие конференции.**

Председатели: И.В. Чернышев, Ю.А. Костицын, А.Б. Котов

4 июня 2025 15:20-17:00, Стендовая сессия

Председатели: А.В. Иванов, А.Б. Кузнецов, К.Н. Шатагин

Багдасарян Т.Э., Кревсун Д.А., Веселовский Р.В. Первые результаты низкотемпературной трековой термохронологии интрузивных пород Карельского кратона

Вишневская И.А., Хаценович А.М., Чечушков И.В. Возможности и ограничения применения изотопов стронция на примере археологических памятников центральной Монголии

Голубева И.И., Травин А.В., Хубанов В.В., Шуйский А.С. Гранитоиды евъюганского комплекса Харбейского блока: U-Pb и Ar-Ar возраст

Гольцман Ю.В., Бубнов С.Н. Аттестация параметров трасера стронция: новые подходы и решения

Гольцман Ю.В., Бубнов С.Н. Оценка случайных погрешностей отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в методе изотопного разбавления

Гороховский Б.М., Якубович О.В., Гаврилов С.В., Котов А.Б. Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного иттербиевого лазера: технические характеристики

Докукина К.А., Шешуков В.С., Окина О.И., Голованова Т.И. Датирование циркона в метаосадочных породах Беломорской эклогитовой провинции (эксперименты по датированию циркона в шлифах)

Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларионова Ю.О., Степанова А.В., Караваева О.Е. Неоархейский АМСГ-магматизм Олекминской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит)

Иванова Е.С., Якубович О.В., Адамская Е.В., Соколова Л.А., Васильева Н.А., Аносова М.О. Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного иттербиевого лазера: методические аспекты

Кудряшов Н.М., Сидоров М.Ю., Куликова А.В., Компанченко А.А., Чернявский А.В. Время формирования амазонитовых пегматитов г. Плоской (Кейвская структура, Кольский регион)

Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Минина О.Р., Скрипников М.С., Ситкина Д.Р. Pb-Pb возраст и Sr-хемостратиграфия карбонатных пород бурлинской свиты, селенгинская серия, Западное Забайкалье

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский Д.С. Палеопротерозойская Кенгурак-Сергачинская анортозит-гранитоидная магматическая ассоциация Западно-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс)

Лыхин Д.А., Алымова Н.В., Воронцов А.А., Ковач В.П., Дриль С.И. Новые изотопные Nd характеристики редкометалльных гранитов Зашихинского Ta-Nb месторождения

Лыхин Д.А., Стифеева М.В., Сальникова Е.Б. Новые данные о возрасте везувианов из скарнов Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье)

Майорова Т.П., Ефанова Л.И. Результаты Re-Os датирования пирита золото-сульфидной минерализации месторождения Верхнеияжское-2 (кряж Манитаньрд, Полярный Урал)

Монгуш А.А., Травин А.В., Дружкова Е.К. Изотопный возраст минералов из пород Ирбитейского габброидного массива (Тува): соотношение датировок по роговой обманке, биотиту, калиевому полевому шпату и циркону

Мочалов А.Г., Галанкина О.Л., Якубович О.В. Типоморфные свойства минералов платины в разработке геохронометров ^{190}Pt - ^4He метода датирования

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Гракова О.В., Хубанов В.Б. Кожимский риолит-гранитоидный комплекс Приполярного Урала: новые геохронологические данные

Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Юсуфзай А., Скублов С.Г. Результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования колумбита из сподуменовых пегматитов месторождения Колатан (провинция Нуристан, Афганистан)

Ртищев Н.А., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Устинова М.А. С-изотопная хемотратиграфия разреза сеноман-кампанских отложений Подкумского карьера (Ессентуки)

Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Елфимова Е.Д. Изотопная систематика Pb в мантийных ксенолитах Центрально-Азиатского складчатого пояса

Саватенков В.М., Якубович О.В., Павлова М.А., Сергеева Н.А., Елфимова Е.Д., Шпакович Л.В. Изотопная систематика Pb в рассыпном золоте Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса

Сальникова Е.Б., Адамская Е.В., Головнева Л.Б., Золина А.А., Иванова А.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Ковач В.П. О возрасте ранних цветковых растений из раннемеловых отложений Приморья: результаты U-Pb ID TIMS и U-Th-Pb LA ICP MS геохронологических исследований циркона

Серов П.А. Геохронологический и изотопно-геохимический аспекты Sm-Nd датирования рудных комплексов: следствия из изучения сульфидных минералов

Силаева О.М., Покровский Б.Г., Самсонов А.В. Опыт применения изотопной хемотратиграфии C и S к палеопротерозойским карбонатам Карельского кратона: промежуточные результаты

Симанкова А.О., Пушкарёв Е.В. Базитовый магматизм COX-типа на рубеже среднего и позднего девона в Сакмарской зоне Южного Урала: геохронологические доказательства и геологические следствия

Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Гладкочуб Е.А., Брянский Н.В., Иванов А.В. U-Pb LA-ICP-MS возраст кальцита из нептунических даек Шахтау, Предуральский прогиб

Скузоватов С.Ю., Чен Х., Скобленко А.В., Везине А. Мультиминеральная геохронология высокобарических пород: к вопросу о продолжительности субдукционных и аккреционно-коллизийных событий в западной Монголии

Слабунов А.И., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Кервинен А.В. Геохронология апатита из полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного комплекса (первые результаты)

Соболева А.А., Андреичев В.Л. Коллизийные магматические породы орогена Тиманид

Соколова Л.А., Якубович О.В., Лейгбам П.Н., Саватенков В.М. «Локальное» (U,Th)-He датирование пирита

Соловов Р.В., Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А. Новые данные о возрасте раннемелового Омчанского интрузивного комплекса (Северное Приохотье)

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Суханова М.А., Ларионова Ю.О., Устинова В.В., Самсонов А.В. 2.22 млрд лет - верхнее возрастное ограничение для осадочных пород нижнего ятулия на Карельском кратоне: результаты U-Pb ID-TIMS датирования бадделеита из базитов Сегозерской структуры

Терехин К.И., Куликова К.В., Саватенков В.М., Удоратина О.В., Соболева А.А. Sm-Nd изотопия пород плагиогранит-габбрового кыквомшорского комплекса блока Хараматолоу (Полярный Урал)

Удоратина О.В., Вириус А.А., Козырева И.В. Комплексные редкоземельно-редкометалльные руды (Бол. Турупья, Северный Урал): U-Th-Pb данные

Удоратина О.В., Вовчина Т.А., Шуйский А.С. Редкометалльно-редкоземельные трахириолиты экзоконтакта массива Ильяиз (Северный Урал): U-Pb (SIMS) данные

Цховребова А.Р., Костицын Ю.А., Крыловецкая С.М. Оценка возможностей применения Rb-Sr метода датирования к породам и минералам Маймеча-Котуйской провинции (Сибирь): данные по массиву Немакит

Чащин В.В., Сергеев С.А. Новые данные о SIMS SHRIMP U-Pb возрастах циркона из рудного горизонта 330 интрузии Сопча и оливинового горизонта интрузии Нюд (Мончеплутон, Кольский регион): свидетельства дополнительных инъекций магм

Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Ерофеева К.Г., Караваева О.Е. Первые результаты трекового датирования раннемеловых сиенитов Алданского щита

Шагалов Е.С., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Киселёва Д.В. Источники свинца пегматитовых жил блюмовского комплекса (Южный Урал)

Содержание

Предисловие	4
Расписание	5
Содержание	16
Акинин В.В.	
Возраст ключевых золото-серебряных месторождений Северо-Востока России: U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Re-Os ограничения и соотношение с магматизмом	23
Акинин В.В.	
Изотопная геохронология магматических поясов севера Пацифики	25
Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В., Федотова А.А., Сабиров И.А., Сомскова А.В., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И.	
Архейский возраст нурлатского гранулитового комплекса (отраденская серия, Волго-Уралье) ...	29
Багдасарян Т.Э., Кревсун Д.А., Веселовский Р.В.	
Первые результаты низкотемпературной трековой термохронологии интрузивных пород Карельского кратона	32
Белякова А.А., Ларионов А.Н., Федяевская Е.В., Гольцин Н.А.	
Возраст Аннинского массива (залив Стрелок, Приморский край): U-Pb данные и тектоническая интерпретация	33
Бортников В.В., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Ковач В.П.	
Новые данные о возрасте метавулканитов курумканской толщи, Алданский щит	36
Васильева Н.А., Якубович О.В., Васильева К.Ю., Аносова М.О.	
Определение возраста эпигенетического пирита из нефтематеринских пород (U,Th)-He методом	38
Вишневская И.А., Хаценович А.М., Чечушков И.В.	
Возможности и ограничения применения изотопов стронция на примере археологических памятников центральной Монголии	40
Гладкочуб Е.А., Иванов А.В., Шарыгин И.С., Костровицкий С.И.	
Опыт внедрения рамановской спектроскопии для определения времени извержения/охлаждения на примере мегакристаллов циркона из трубки взрыва «Натальнская» чапинского вулканического комплекса (Енисейский кряж)	43
Голубева И.И., Травин А.В., Хубанов В.В., Шуйский А.С.	
Гранитоиды евъюганского комплекса Харбейского блока: U-Pb и Ar-Ar возраст	46
Гольцман Ю.В., Бубнов С.Н.	
Аттестация параметров трасера стронция: новые подходы и решения	48
Гольцман Ю.В., Бубнов С.Н.	
Оценка случайных погрешностей отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в методе изотопного разбавления	49
Гороховский Б.М., Якубович О.В., Гаврилов С.В., Котов А.Б.	
Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного иттербиевого лазера: технические характеристики	52

Докукина К.А., Шешуков В.С., Окина О.И., Голованова Т.И. Датирование циркона в метаосадочных породах Беломорской эклогитовой провинции (эксперименты по датированию циркона в шлифах)	54
Дубинина Е.О. Оценки времен протекания геологических событий по изотопным параметрам легких элементов: современное состояние и перспективы	57
Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларионова Ю.О., Степанова А.В., Караваева О.Е. Неоархейский АМСГ-магматизм Олекминской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит)	58
Ефремова У.С., Иванов А.В., Гладкочуб Е.А., Донская Т.В., Сукнева М.О., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В. U-Pb (LA-ICP-MS) датирование циркона после термического восстановления и химической абразии	61
Зайцев А.В., Буякайте М.И., Покровский Б.Г. Следы верхнеордовикского (хирнантского) оледенения в отложениях пошехонской свиты Московской синеклизы (по данным изотопов С, О, Sr)	63
Иванов А.В., Брянский Н.В., Ефремова У.С., Гладкочуб Е.А., Каримов А.А., Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Хубанов В.Б., Семенова Д.В., Карпов А.В., Родионов Н.В., Давыдов В.Г., Ларионов А.Н., Вотяков С.Л., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А., Мандрыгина Д.А., Куликова А.В., Миннебаев К.Р., Жанг Л.-Л. Российский межлабораторный опыт U-Pb локального датирования образца циркона с известным возрастом	66
Иванов А.В., Малышев С.В., Алфимова Н.А., Матреничев А.В., Семенова Л.П., Брянский Н.В., Каримов А.А., Гладкочуб Е.А., Саватенков В.М. Раннепротерозойский возраст щелочного массива Репоярви, Балтийский щит: результаты U-Pb датирования апатита	69
Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Кузнецова Л.Г., Плоткина Ю.В., Левицкий И.В. Возрастные рубежи формирования гранитов и редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса	71
Иванова Е.С., Якубович О.В., Адамская Е.В., Соколова Л.А., Васильева Н.А., Аносова М.О. Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного итербиевого лазера: методические аспекты	74
Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Вопросы представления результатов U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона	77
Козлов П.С., Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Ронкин Ю.Л., Ларионова Ю.О., Шатагин К.Н., Зиновьев С.В., Крылов А.А., Ревердатто В.В. Пикрит-пикробазальтовый вулканизм юго-западной окраины Сибирского кратона: Rb-Sr и ¹⁴⁷ Sm- ¹⁴³ Nd ID-TIMS изотопные ограничения	78
Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В. Ранняя метеоритная бомбардировка Луны: катаклизм или длительная бомбардировка?	81
Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О., Шабыкова В.Г. Геохронология и изотопная геохимия спрединга в срединно-атлантическом хребте (разлом Вима)	84

Кудряшов Н.М., Сидоров М.Ю., Куликова А.В., Компанченко А.А., Чернявский А.В. Время формирования амзонитовых пегматитов г. Плоской (Кейвская структура, Кольский регион)	85
Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Каурова О.К., Ризванова Н.Г., Ситкина Д.Р. Pb-Pb датирование карбонатных пород рифея и венда Сибири в развитии стратиграфии докембрия	88
Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Минина О.Р., Скрипников М.С., Ситкина Д.Р. Pb-Pb возраст и Sr-хемостратиграфия карбонатных пород бурлинской свиты, селенгинская серия, Западное Забайкалье	90
Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великславинский С.Д. Палеопротерозойская Кенгурак-Сергачинская анортозит-гранитоидная магматическая ассоциация Западно-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс)	92
Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Иванов А.В., Школьник С.И., Летникова А.Ф., Булгакова Д.Д., Колесов К.К. Позднерифейская провинция высококалийного вулканизма юга-запада Сибирской платформы и ее рудоносный потенциал	95
Лыхин Д.А., Алымова Н.В., Воронцов А.А., Ковач В.П., Дриль С.И. Новые изотопные Nd характеристики редкометальных гранитов Зашихинского Ta-Nb месторождения	97
Лыхин Д.А., Стифеева М.В., Сальникова Е.Б. Новые данные о возрасте везувианов из скарнов Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье).....	100
Майорова Т.П., Ефанова Л.И. Результаты Re-Os датирования пирита золото-сульфидной минерализации месторождения Верхнеиякутское-2 (край Манитанырд, Полярный Урал)	103
Малич К.Н. Изотопно-геохимические индикаторы генезиса и прогноза богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Полярной Сибири	106
Монгуш А.А., Травин А.В., Дружкова Е.К. Изотопный возраст минералов из пород Ирбитейского габброидного массива (Тува): соотношение датировок по роговой обманке, биотиту, калиевому полевому шпату и циркону ...	108
Мочалов А.Г., Галанкина О.Л., Якубович О.В. Типоморфные свойства минералов платины в разработке геохронометров ¹⁹⁰ Pt- ⁴ He метода датирования	111
Недесекова И.Л. Соотношение времени формирования щелочно-карбонатитовых комплексов Урала и связанных с ними процессов редкометалльного рудообразования	114
Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Ронкин Ю.Л., Ларионова Ю.О., Шатагин К.Н. Rb-Sr, ¹⁴⁷ Sm- ¹⁴³ Nd и U-Pb изотопно-геохронологические свидетельства Гренвильского орогенеза западной окраины Сибирского кратона	117
Носова А.А., Лебедева Н.М., Сальникова Е.Б., Возняк А.А., Ковач В.П. U-Pb возрасты цирконя и бадделейта и Sr-Nd изотопная систематика пород мезопротерозойской магматической ассоциации Ладожского грабена (Фенноскандия)	120

Паленова Е.Е., Артемьев Д.А., Эккерманн Г., Юдовская М.А., Будяк А.Е. Цирконы михайловской свиты (Тонодское поднятие, Бодайбинский район Иркутской области): возраст, происхождение.....	122
Плоткина Ю.В., Кульков А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Адамская Е.В. Внутреннее строение цирконов, используемых в качестве стандартов для U-(Th)-Pb SIMS и LA- ICP-MS исследований.....	125
Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Прокопьев И.Р. Термохронология Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье).....	126
Притчин М.Е. Ar-Ag датирование метасоматитов золоторудных месторождений Кочкарского антиклинория (Южный Урал).....	129
Пушкарев Е.В., Юдин Д.С. Возраст уникального Качканарского титаномагнетитового месторождения на Среднем Урале по данным ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar датирования.....	132
Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Гракова О.В., Хубанов В.Б. Кожимский риолит-гранитоидный комплекс Приполярного Урала: новые геохронологические данные	134
Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Юсуфзай А., Скублов С.Г. Результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования колумбита из сподуменовых пегматитов месторождения Колатан (провинция Нуристан, Афганистан)	137
Ронкин Ю.Л. Датирование алмазов методами изотопной геологии.....	140
Ронкин Ю.Л. Коррекция постоянной распада ⁸⁷ Rb методами изотопной геологии	143
Ронкин Ю.Л., Аникина Е.В., Русин И.А., Чашухин И.С. Изотопная геология лерцолитовых массивов Крака: Rb-Sr, ¹⁴⁷ Sm- ¹⁴³ Nd, цирконология (REE, Lu- Hf, U-Pb).....	145
Ронкин Ю.Л., Жилин И.В. Датирование пироксенитов Суроямского массива (Средний Урал) методами изотопной геологии	148
Ронкин Ю.Л., Петров Г.А. Матричный эффект и артефакты при U-Pb SIMS и LA-ICP-MS датировании высокоуранового циркона	151
Ронкин Ю.Л., Петров Г.А., Шапов В.А., Овчаренко А.В. Экстремальные отношения ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd в дунитах Нижнетагильского массива Платиноносного пояса Урала.....	154
Ронкин Ю.Л., Сергеева Н.Д. Изотопная геология вулканинитов стратотипа рифея Башкирского мегантиклинория.....	157
Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Шапов В.А., Овчаренко А.В. Датирование метеорита «Челябинск» методами изотопной геологии: ситуация 2025	159
Ртищев Н.А., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Устинова М.А. С-изотопная хемостратиграфия разреза сеноман-кампанских отложений Подкумского карьера (Ессентуки)	162

Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Елфимова Е.Д. Изотопная систематика Pb в мантийных ксенолитах Центрально-Азиатского складчатого пояса..165	
Саватенков В.М., Якубович О.В., Павлова М.А., Сергеева Н.А., Елфимова Е.Д., Шпакович Л.В. Изотопная систематика Pb в рассыпном золоте Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.....167	
Сальникова Е.Б., Адамская Е.В., Головнева Л.Б., Золина А.А., Иванова А.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Ковач В.П. О возрасте ранних цветковых растений из раннемеловых отложений Приморья: результаты U-Pb ID TIMS и U-Th-Pb LA ICP MS геохронологических исследований циркона169	
Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Стифеева М.В., Иванова А.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. U-Pb минералы-геохронометры для оценки возраста процессов рудообразования170	
Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Силаева О.М., Степанова А.В. Изотопно-геохимические парадоксы в терригенных породах нижнего ятулия (2.2 млрд лет) Карельского кратона: Латеритная кора выветривания в источнике сноса?172	
Семенова Л.П., Иванов А.В., Гладкочуб Е.А., Малышев С.В. Низкотемпературная термальная эволюция Слюдянского кристаллического комплекса по данным трекового датирования апатита.....175	
Серов П.А. Геохронологический и изотопно-геохимический аспекты Sm-Nd датирования рудных комплексов: следствия из изучения сульфидных минералов177	
Серов П.А., Чащин В.В., Борисенко Е.С., Штешенко Е.Н. Новые данные о возрасте и метаморфизме рудоносных (Cu-Ni-ЭПГ) интрузий южного обрамления Мончегорского плутона по результатам Sm-Nd исследований179	
Силаева О.М., Покровский Б.Г., Самсонов А.В. Опыт применения изотопной хемостратиграфии С и S к палеопротерозойским карбонатам Карельского кратона: промежуточные результаты182	
Симанкова А.О., Пушкарев Е.В. Базитовый магматизм COX-типа на рубеже среднего и позднего девона в Сакмарской зоне Южного Урала: геохронологические доказательства и геологические следствия184	
Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Гладкочуб Е.А., Брянский Н.В., Иванов А.В. U-Pb LA-ICP-MS возраст кальцита из нептунических даек Шахтау, Предуральский прогиб.....187	
Скузоватов С.Ю., Чен Х., Скобленко А.В., Везине А. Мультиминеральная геохронология высокобарических пород: к вопросу о продолжительности субдукционных и аккреционно-коллизийных событий в западной Монголии188	
Слабунов А.И. Опыт геохронологических исследований метаморфизованных осадков (на примере полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса)191	
Слабунов А.И., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Кервинен А.В. Геохронология апатита из полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного комплекса (первые результаты)194	
Соболева А.А., Андреичев В.Л. Коллизионные магматические породы орогена Тиманид.....196	

Соколова Л.А., Якубович О.В., Лейбам П.Н., Саватенков В.М. «Локальное» (U,Th)-He датирование пирита	198
Соловов Р.В., Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А. Новые данные о возрасте раннемелового Омчанского интрузивного комплекса (Северное Приохотье)	201
Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Суханова М.А., Ларионова Ю.О., Устинова В.В., Самсонов А.В. 2.22 млрд лет – верхнее возрастное ограничение для осадочных пород нижнего ятулия на Карельском кратоне: результаты U-Pb ID-TIMS датирования бадделеита из базитов Сегозерской структуры.....	203
Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Гриценко Ю.Д., Паниковровский Т.Л. Использование везувиана и граната для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований.....	205
Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Самсонов А.В., Котов А.Б., Галанкина О.Л., Бессмертный К.Н., Кервинен А.В. U-Pb ID TIMS геохронология монацита и ксенотима вулканогенно-осадочных пород Сегозерской структуры (Карельский кратон)	207
Терехин К.И., Куликова К.В., Саватенков В.М., Удоратина О.В., Соболева А.А. Sm-Nd изотопия пород плагиогранит-габбрового кыквомшорского комплекса блока Хараматолоу (Полярный Урал).....	209
Травин А.В., Буслов М.М., Мурзинцев Н.Г., Коробкин В.В., Котлер П.Д., Зиндобрый В.Д. Термохронология Калба-Нарымского батолита и Иртышской зоны деформаций (Алтайская аккреционно-коллизонная система)	211
Удоратина О.В., Вирюс А.А., Козырева И.В. Комплексные редкоземельно-редкометалльные руды (Бол. Турупья, Северный Урал): U-Th-Pb данные	214
Удоратина О.В., Вовчина Т.А., Шуйский А.С. Редкометалльно-редкоземельные трахириолиты экзоконтакта массива Ильяз (Северный Урал): U-Pb (SIMS) данные	215
Федотова А.А., Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В., Кирнозова Т.И., Сабиров И.А., Сомсикова А.В., Фугзан М.М. Высокоуранный низкотермический циркон метаморфических пород: происхождение, примеры U-Pb изотопных исследований (Волго-Уралья, Восточно-Европейская платформа).....	218
Цховребова А.Р., Костицын Ю.А., Крыловецкая С.М. Оценка возможностей применения Rb-Sr метода датирования к породам и минералам Маймеча-Котуйской провинции (Сибирь): данные по массиву Немакит	221
Чащин В.В., Сергеев С.А. Новые данные о SIMS SHRIMP U-Pb возрастах циркона из рудного горизонта 330 интрузии Соча и оливинового горизонта интрузии Нюд (Мончелпунтон, Кольский регион): свидетельства дополнительных инъекций магм	223
Чернышев И.В., Голубев В.Н., Ларионова Ю.О., Алешин А.П., Гольцман Ю.В. Sm-Nd и Rb-Sr систематика флюорита и его использование для Sm-Nd датирования гидротермальной минерализации	226
Чефранова А.В., Ковач В.П., Лаврищев В.А., Лаломов А.В., Чефранов Р.М. Результаты U-Pb датирования детритового циркона из редкометалльно-титановых россыпей ергенинской свиты (Республика Калмыкия) в контексте региональных реконструкций возраста источников сноса терригенного материала	231

Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Ерофеева К.Г., Караваева О.Е. Первые результаты трекового датирования раннемеловых сиенитов Алданского щита	233
Чугаев А.В. Рудообразующие процессы и их корреляция с палеозойскими магматическими и метаморфическими событиями в Ленской золоторудной провинции	236
Шагалов Е.С., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Киселёва Д.В. Источники свинца пегматитовых жил блюмовского комплекса (Южный Урал)	238
Якубович О.В., Иванова Е.С., Гороховский Б.М., Котов А.Б., Аносова М.О., Подольская М.М., Адамская Е.В., Васильева Н.А., Соколова Л.А. (U,Th)-Не датирование пирита: текущее состояние.....	241
Авторский именной указатель	244

Возраст ключевых золото-серебряных месторождений Северо-Востока России: U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Re-Os ограничения и соотношение с магматизмом

Акинин В.В.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Прогресс в изотопном датировании геологических процессов в последние два десятилетия продемонстрировал возможность использования этого метода в практическом плане - при разведке и обработке месторождений твердых полезных ископаемых, а также на стадии прогноза и поисков. Совпадение или близкое значение возраста минерализации с возрастом определенного магматического комплекса позволяет использовать этот фактор в качестве прогнозно-поискового критерия первого порядка. Надежная оценка возраста магматизма и оруденения подразумевает: (1) согласованность оценки изотопного возраста, полученного тем или иным методом, с геологическими наблюдениями; (2) воспроизводимость изотопных датировок, полученных одним и тем же методом на представительной серии образцов из одного объекта; (3) согласованность (в пределах погрешностей) датировок, полученных разными методами, но с близкими температурами закрытия изотопных систем. Корректность обработки и интерпретации изотопно-геохронологических данных подразумевается априори.

На Северо-Востоке Азии мы датировали разными методами ряд крупнейших ключевых орогенных месторождений золота (Наталка, Павлик, Штурмовское) и эпиптермальных золото-серебряных месторождений (Кубака, Купол, Двойное, Карамкен) - табл.1. Наиболее надежные оценки возраста орогенной золоторудной минерализации золото-кварцевой формации в южной части Верхояно-Колымской области получены для крупнейшего месторождения Наталка (Магаданская область). Первые прямые определения возраста рудной минерализации Re-Os методом по арсенипириту и самородному золоту, а также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по жильному мусковиту показали валанжинские даты от 136 до 132 млн лет (табл.1). Проявлений магматизма такого возраста в провинции не известно (табл. 1), на этом основании формирование золото-кварцевой минерализации мы связываем с метасоматозом, инициированным либо региональными сдвиговыми деформациями, либо палеосейсмическими событиями. В Штурмовском рудном узле обнаруживаются признаки более молодого, поздне мелового этапа золоторудной минерализации, на основании U-

Pb датирования по циркону дорудных даек и Re-Os датирования молибденита.

Таблица 1. Возраст магматизма и минерализации ключевых месторождений Северо-Востока РФ

Месторождение	Тип	U-Pb метод, магматизм	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar метод, жильные	Re-Os метод, руды	Ссылка
Наталка	Au орогенное	155-145; 108-87	132±2	136±1	[2, 5, 6]
Павлик	Au орогенное	155-145; 108-87	нет	эрохрона	[2, 6]
Штурмовское	Au орогенное?	153-147; 86-82	134±2	эрохрона, 93±1.5	[4, н.р.]
Кубака	Au-Ag эпитеpмальное	380-360	>300	нет	[1, 6]
Двойное	Au-Ag эпитеpмальное	121-115	117±2	нет	[7]
Купол	Au-Ag эпитеpмальное	97-85	94±1.5; 97±2.5	нет	[8]
Карамкен	Au-Ag эпитеpмальное	87-82	87±2 83±2	нет	[н.р.]

Примечание: возраст в млн лет, ссылка «н.р.» - настоящая работа

Золото-серебряная эпитеpмальная минерализация низкосульфидированного типа на Северо-Востоке России представлена позднедевонским, аптским и несколькими позднемеловыми этапами формирования, которые связаны с определенными стадиями вулканизма в Кедонском, Татыльвеевском и Охотско-Чукотском вулканогенных поясах, соответственно. Наиболее сложная и запутанная картина оценок возраста эпитеpмальной минерализации наблюдается в Охотско-Чукотском поясе. Учитывая большую мощность и разнообразие избыточно выделяемых геологами вулканогенных свит и толщ, привязка их к дорудным, синрудным и пострудным образованиям не всегда надежно определена и дискутируется. На крупнейшем месторождении Купол датировки адуляра из золотоносных жил ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом показывают возраста от 97 до 94 млн лет, отвечая смене андезитовых и кислых вулканических толщ. На других месторождениях ОЧВП возраст синрудного адуляра, как правило, совпадает со средними (Дукат, Карамкен, Утесное, Кайенмываам), либо финальными стадиями кислого вулканизма (Ирбычан, Эвенское, Кегали, Невенрекан).

Литература

1. Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О. и др. Возраст эпитеpмального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) ограничения. Тихоокеанская геология. 2020, Т.39, № 1, С. 37-47. doi: 10.30911/0207-4028-2020-39-1-37-47.

2. Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О. и др. Возраст орогенного золоторудного месторождения Наталка (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os ограничения). Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6, С. 62-79. doi: 10.30911/0207-4028-2023-42-6-62-79
3. Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В. и др. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика. Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 4, С. 415-440. doi: 10.15372/GIG2024175.
4. Ворошин С.В., Тюкова Е.Э., Шахтыров В.Г. и др. Геология и оруденение Ат-Юрхаштурмовского золоторудного узла (Магаданская область). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003.
5. Ньюберри Р.Д., Лейер П.У. Ганз П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок ^{40}Ar - ^{39}Ar и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород. СВКНИИ: Магадан. 2000. С. 158-205.
6. Akinin V.V., Miller, E.L., Toro J. et al. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the Northern Circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera. Earth-Science Reviews. 2020, 208. 103272, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103272.
7. Thomson B., Tellez, C., Dietrich A. et al. Dvoinoye and September Northeast high-grade epithermal Au-Ag veins, Vodorazdelnaya district, Chukotka region, Russia. Mineralium Deposita. 2022, 57, P. 353-376. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01065-0>.
8. Thomson B., Pratt W.T., Rhys D.A. et al. The Kupol epithermal Au-Ag vein district, Chukotka, Far East Russia. Economic geology. 2023, 118(1), P. 93-122. doi:10.5382/econgeo.4957.

Изотопная геохронология магматических поясов севера Пацифики

Акинин В.В.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Магматические провинции и пояса контролируют размещение большинства рудных месторождений, их исследование позволяет ограничивать геодинамические модели развития Земли, сборку и деструкцию суперконтинентов, аккреционно-коллизийные процессы и формирование океанов. Надежное обоснование возраста ключевых магматических комплексов, с которыми пространственно или генетически связано формирование месторождений ряда твердых полезных ископаемых, является одним из важнейших критериев научно-обоснованного направления прогнозно-поисковых работ. В северном обрамлении Палеоазиатической и в Арктике (Северо-Восток России, Аляска, североамериканские Кордильеры), где широко развиты надсубдукционные магматические пояса и проявлялись аккреционно-коллизийные процессы, наиболее важное экономическое значение имеют месторождения золота, серебра, платиноидов и меди. Надежные изотопно-геохронологические данные играют ключевую роль в

разрешении ряда фундаментальных вопросов геологии. Как наилучшим образом объяснить эпизодичность магматизма и деформационных событий вдоль активных континентальных окраин, как объяснить чередование сфокусированных вспышек магматизма (flare-ups) с периодами покоя (lulls)? Поддерживают ли геохронологические данные «внешние факторы» контроля магматизма за пределами дуг и окраин (изменение в направлении и угла наклона слэба, мантийная конвекция) или все это регулируется «внутренними циклическими процессами» с обратной связью между тектонической и магматической активностью внутри дуг, которые не синхронны с мантийной конвекцией и субдукцией (Paterson and Ducea, 2015; Deegan et al., 2023).

Анализ истории мезозойского магматизма в северном обрамлении Палеоокеана и Арктики был выполнен на основе геохронологических баз данных, которые включают полученные в последние два десятилетия прецизионные данные по геохимии и изотопной геохронологии (U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки методами TIMS и SIMS), которые синтезированы с результатами структурного анализа и палеогеодинамических реконструкций (Akinin et al., 2020; рис.1). Наиболее древние фрагменты неопротерозойских и девонских рудоносных магматических комплексов установлены в фундаменте Чукотки и в Омолонском кратонном террейне. Мезозойские магматические пояса играют заметно более важную роль в геологическом строении и металлогении севера Палеоокеана. Магматические комплексы Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (~ 155-150 млн лет) и сопряженного с ним Главного (Колымского) батолитового пояса (~ 157-145 млн лет) представляют самые ранние мезозойские проявления, внедрившиеся в отложения континентальной окраины и фундамента Сибирского кратона в результате субдукции в западном направлении и, вероятно, в результате разрыва слэба и расщепления нижней континентальной литосферы. Гранитоидные плутоны Северного пояса с возрастом ~140-129 млн лет внедрялись после образования широтного плеча Колымской орклинальной петли. Формирование изгиба этой петли мы связываем с обширным раннемеловым растяжением и крупным правосторонним сдвигом Чукотского блока вдоль Южно-Аннуйской сутуры, отражением которого является формирование Олойской магматической провинции, в которой известно крупное медно-порфировое месторождение Песчанка. Завершение процессов зафиксировано формированием на Чукотке известково-щелочных гранитоидов повышенной щелочности в Чаунской и Билибинской (тытыльвеевской) провинциях с возрастом 125-100 млн лет, которые синхронизируются с процессами образования HALIP и раскрытием Американо-Азиатского бассейна в Арктике. На тихоокеанской континентальной окраине Северо-Востока Азии окраинно-континентальный магматизм наиболее отчетливо проявился в Удско-

Мургальской окраинно-континентальной дуге с максимумом магматической активности в интервале от 150 до 125 млн лет. В магматических цирконах Удско-Мургальской дуги установлены самые высокие положительные (близкие к ювенильным) значения ϵ_{Hf} , указывая на её энсиматический характер. С альба по кампан (106-76 млн лет назад), на континентальной окраине Северо-Востока Азии был сформирован один из крупнейших надсубдукционных окраинно-континентальных магматических поясов - Охотско-Чукотский (ОЧВП). С проявлениями известково-щелочного вулканизма ОЧВП связано большое количество эпитермальных месторождений золота и серебра (Карамкен, Купол, Светлое, Сопка Кварцевая, Эвенское, Альдигич и др.), а также проявления медно-молибден порфировой формации (Лора, Тальниковый, Орлиное, Аксу, Тикас, Лабазное), которые формируются в несколько этапов (главные эпизоды - около 100, 94, 87 и 80 млн лет). Феномен ОЧВП проявился не только наземными извержениями более чем 1 млн куб. км магм, но и глобальным преобразованием нижней коры континентальной окраины в результате магматического подслаивания, что следует из петрологического и изотопно-геохронологического изучения нижнекоровых ксенолитов (Акинин и др., 2013). На границе палеоцена и эоцена (~ 56-50 млн лет назад) на континентальной окраине СВ России магматическая деятельность затухает, локально проявился лишь базальт-лампрофировый вулканический комплекс, который синхронизируется с формированием Охотского моря.

Сопоставление возраста ключевых магматических поясов Северо-Востока России с таковыми на Аляске и в североамериканских Кордильерах показывает наряду с синхронизацией и кардинальные отличия. Складчато-надвиговый пояс хребта Брукса на Аляске был охвачен в юре и мелу деформациями, также как и Верхоянско-Колымский ороген и Чукотский складчатый пояс. Его синорогенные отложения имеют источники на северо-востоке России, что подтверждает связь между этими тектоническими структурами и является аргументом в пользу того, что это деформационное событие предшествовало рифтовому открытию арктических бассейнов Американо-Канадского и Канадского, когда источники детрита были отделены от бассейнов осадконакопления. На Аляске имеются аналоги Чукотского магматического пояса и ОЧВП, которые пространственно перекрываются в районе Берингова пролива и в основном представлены гранитоидными плутонами, внедренными 120-80 млн лет назад в обстановке растяжения. В интервале от 80 до 55 млн лет в Берингоморском регионе магматические пояса мигрируют к югу, фиксируя отступление зоны субдукции на свое современное положение вдоль Алеутских островов. Миграции зоны субдукции, возможно, способствовали правосторонние сдвиги, переместившие фрагменты земной коры на Аляску из Кордильер в палеоцене (Murphy, 2018).

Наиболее заметные различия в деформациях наблюдаются между Аляской и Канадскими Кордильерами. Кордильеры Канады и западной части США претерпели несколько синхронных, но противоположных по своей природе деформационных событий, происходящих в российско-аляскинском секторе окраины. Процессы сжатия и аккреция террейнов в Канадских Кордильерах происходили во время перехода от субдукционного к внутриконтинентальному магматизму ~ 190-160 млн лет назад, с затишьем как процессов деформации, так и магматических событий в период ~ 150-125 млн лет назад.

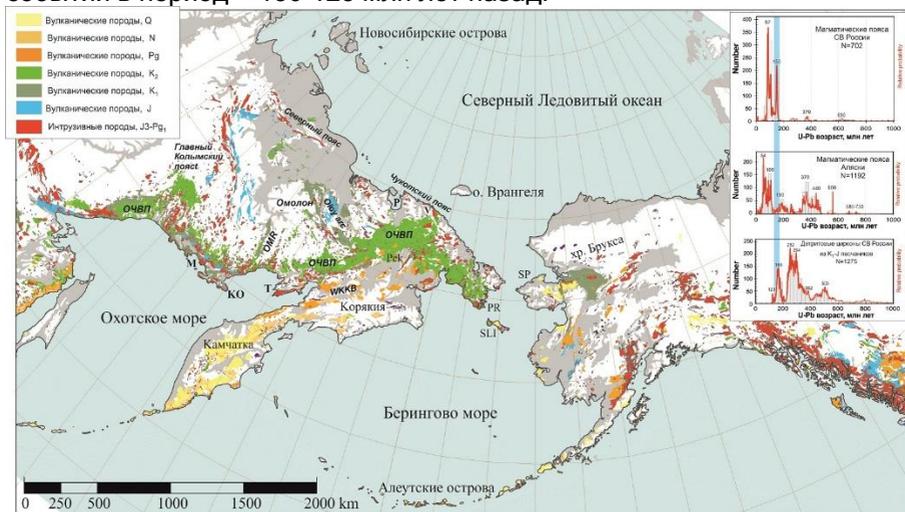


Рис. 1. Проявления позднемезозойских магматических поясов на Северо-Востоке России, Аляске и в североамериканских Кордильерах (Akinin et al., 2020). Асинхронность устанавливается как в разной доле развития вулканических и плутонических фаций, так и при анализе изотопно-геохронологических баз данных (врезка справа сверху).

Анализ изотопно-геохронологических баз данных для севера Тихоокеанской окраины позволил установить главные эпизоды асинхронности (200-145 млн лет) магматизма, а петролого-геохимические и геолого-структурные данные - реконструировать различия геодинамических условий проявления (сжатие в Кордильерах против растяжения и субдукции на Северо-Востоке России и Аляске в интервале 125-60 млн лет). Показано, что эпизодичность и различия в проявлениях позднемезозойского магматизма обусловлены в большей степени плейт-тектоническими событиями в палео-Тихоокеане и Арктике, а не внутренними факторами развития этих сегментов литосферы (Akinin et al., 2020). Магматические пояса, связанные с субдукцией, отслеживают эволюцию палео-Тихоокеанской окраины Сибири, указывая, что окраины отступали за счет аккреции террейнов и растяжения, включая

тектоническое переустройство частей Российской Арктики из-за открытия Северного Ледовитого океана.

Геологические данные показывает, что в период с 125 до 60 млн лет назад на окраинах Северо-Востока России и Аляски преобладали в основном нейтральные (надсубдукционные) и обстановки растяжения, в то время как для территории Кордильер наблюдается сокращение земной коры в обстановке сжатия.

Литература

Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Тихоокеанского региона: петролого-геохронологические данные по ниже-среднекоревым ксенолитам // Петрология. 2013. Т.21, № 1. С.34-73. doi: 0.7868/S0869590313010032.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 208 (2020) 103272. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>.

Deegan F.M., Callegaro S., Davies J.H.F.L., Svensen H. Driving global change one LIP at a time. Elements. 2023. 19(5), P. 269-275. doi: 10.2138/gselements.19.5.269.

Murphy, D.C., 2018. Latest Cretaceous-early Eocene Pacific-Arctic?-Atlantic connection: Co-evolution of strike-slip fault systems, oroclinal, and transverse fold-and-thrust belts in the northwestern North American Cordillera, in: Circum-Arctic Structural Events: Tectonic Evolution of the Arctic Margins and Trans-Arctic Links with Adjacent Orogens. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2018.2541\(28\)](https://doi.org/10.1130/2018.2541(28))

Paterson S.R., Ducea M.N. Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence. Elements. 2015. 11(2), P. 91-98.

Архейский возраст нурлатского гранулитового комплекса (отрадененская серия, Волго-Уралье)

**Аносова М.О.¹, Астраханцев О.В.¹, Постников А.В.², Федотова А.А.¹,
Сабиров И.А.², Сомскова А.В.¹, Фугзан М.М.¹, Кирилова Т.И.¹**

¹ГЕОХИ РАН, Москва; ²РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва

Фундамент Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) является областью распространения преимущественно архейских комплексов. Они представлены основными кристаллосланцами и гранулитогнейсами отрадененской серии и перекрывающими их с региональным несогласием высокоглинозёмистыми гнейсами большечеремшанской серии [Доплатформенные..., 2992]. Представления об архейском возрасте этих пород во многом строятся на общегеологических данных и сопоставлении с другими сегментами ВЕК. Прямые доказательства

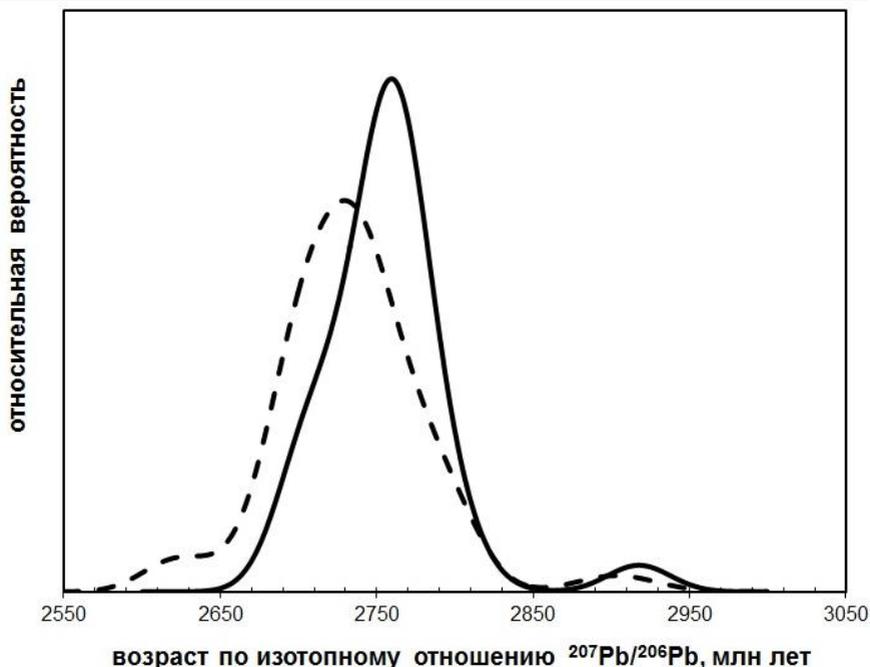
архейского возраста этих комплексов, в силу их труднодоступности, представлены единичными результатами [Бибикова и др., 1994; Бибикова и др., 2015].

Нурлатский гранулитовый комплекс рассматривается как один из опорных разрезов пород отрадненской серии архея. Он слагает южную часть Южнотатарского блока Средневожского мегаблока Волго-Уральского сегмента. Нурлатский комплекс представлен метаморфизованными в условиях гранулитовой фации первично магматическими породами основного, среднего и кислого составов: двупироксеновыми и гиперстеновыми кристаллическими сланцами, пироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами. Породы основного состава слагают не более 20 % стратиграфического объема нурлатского комплекса. Часто они содержат прожилки и мигматиты эндербитового состава. Двупироксеновые и гиперстеновые, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы (эндербито-гнейсы) слагают большую часть комплекса и присутствуют во всех элементах разрезов. Обособленные, сравнительно однородные пачки этих пород иногда превышают по мощности несколько сотен метров. В большинстве случаев это довольно однообразные по структуре и минеральному составу эндербито-гнейсы, обладающие в различной степени развитыми гнейсовидными текстурами и порфирогранобластовыми структурами. При слабом развитии процессов бластокатаклаза структура пород приобретает черты магматической гипидиоморфнозернистой [Доплатформенные..., 1992].

Нами исследованы основные петрографические разновидности пород нурлатского гранулитового комплекса: эндербито-гнейсы, кристаллические сланцы и биотитовые плагиогнейсы по эндербитам (диафториты). Sm-Nd изотопная система пород проанализирована на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton; U-Pb изотопная система циркона из этих пород изучена методом LA ICP-MS на масс-спектрометре Element XR с лазерной приставкой LSX-213 G2+.

T_{Nd} (DM) пород нурлатского комплекса расположены в интервале 3.8 - 2.9 млрд лет, что указывает на вклад древней, вплоть до эоархейской, коровой компоненты в состав источника магматических пород [Фугзан и др., 2023]. Значения ϵ_{Nd} , рассчитанные на возраст 2.7 млрд лет, лежат в диапазоне от +1.4 до -4.1.

Кривые распределения вероятности возрастов циркона по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ для значений с дискордантностью (D) $\leq 2\%$ для эндербито-гнейсов (Обр. 663-45b), биотит-гиперстеновых кристаллосланцев (по габбро-анортозитам) (Обр. 663-12a) представлены на Рисунке 1.



возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет

Рисунок 1: Распределение вероятности возрастов, определённых по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, циркона (для значений с $D \leq 2\%$) из эндербито-гнейсов (Обр. 663-45b, пунктирная линия) и биотит-гиперстеновых кристаллосланцев (по габбро-анортозитах) (Обр. 663-12a, сплошная линия).

Полученные нами U-Pb изотопные данные, с учётом минералогических и геохимических особенностей циркона, показали, что в интервале 2.75-2.70 млрд лет изученные породы испытали ультраметаморфическое плавление, как минимум двукратный гранулитовый метаморфизм, вероятно, с проявлениями частичного плавления пород, и последующий диафорез. Этот интервал не равен длительности упомянутых процессов. Он лишь ограничивает наиболее раннее и позднее время их проявления.

Обращает на себя внимание присутствие в каждой пробе единичных зёрен циркона с значениями возраста, определёнными по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, более 3.0 млрд лет. Их количество не позволяет вычислить статистически обоснованный возраст. Однако, наличие таких древних зёрен циркона, в сочетании с результатами изучения петрографических особенностей пород и Sm-Nd изотопной системы пород, свидетельствует об эндогенной активности в палео- и мезоархейское время в исследуемом регионе.

Исследование выполнено по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература:

- Е.В. Бибилова, Т.И. Кирнозова, Л.П. Попова и др., 1994. Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 2, №3, С. 3 - 7.
- Е.В. Бибилова, С.В. Богданова, А.В. Постников и др., 2015. Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 23, № 1, С. 3-26.
- Доплатформенные..., 1992. Под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. М.: Недра. 309 с.
- Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Аносова М.О. и др., 2023. Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ РАН, 2023, С. 176-177.

Первые результаты низкотемпературной трековой термохронологии интрузивных пород Карельского кратона

Багдасарян Т.Э., Кревсун Д.А., Веселовский Р.В.

¹ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва

За последние десятилетия методы низкотемпературной термохронологии, такие как методы трекового датирования апатита (AFT), титанита (TFT) и циркона (ZFT), а также методы (U-Th)/He датирования апатита (AHe) и циркона (ZHe), набирают большую популярность для решения широкого спектра различных геологических задач и занимают ключевую роль в формировании представлений о тектоно-термальной эволюции крупных структур земной коры в фанерозое. Одной из детально изученных с точки зрения термохронологии крупных структур является Фенноскандинавский щит [Green et al., 2022; Hall et al., 2021; Hendriks et al., 2007; Veselovskiy et al., 2019], для которого данные низкотемпературной термохронологии показали сложную термальную эволюцию в фанерозое с многочисленными эпизодами регионального прогресса и охлаждения, которые связывают с этапами погружения и эксгумации блоков земной коры и/или изменением теплового потока. В то же время для Карельского кратона Фенноскандинавского щита какие-либо термохронологические данные до недавнего времени отсутствовали.

В данном докладе будут представлены первые результаты трекового анализа апатита из следующих интрузивных тел Карельского кратона: массив Кивакка, Ропручейский силл, дайка Пирттигубы и Валаамский силл. Изучаемые объекты расположены в разных частях Карельского кратона, что позволяет охарактеризовать термальную историю как его северной, так и южной частей.

Трековый анализ апатита выполнялся в Лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии ИФЗ РАН (г. Москва) с измерением концентрации урана методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS).

Полученные значения трекового возраста апатита для всех четырех объектов находятся в диапазоне 901.2 - 1165.1 млн лет со средней ошибкой определения 90.6 млн лет.

Новые данные низкотемпературной трековой термохронологии свидетельствуют об отсутствии региональных термальных событий выше 120 °С в пределах Карельского кратона в течение последнего миллиарда лет, что согласуется с трековыми определениями по сопряженным объектам, расположенным на территории Карельского кратона и Свеккофеннского орогена в пределах Финляндии [Green et al., 2022; Hendriks et al., 2007; Larson et al., 1999]. Модели термальной эволюции изученных интрузивных тел свидетельствуют о монотонном остывании пород современного эрозионного среза Карельского кратона на протяжении фанерозоя со скоростью 0.12-0.31 °С/млн лет, что соответствует скорости денудации 6-16 м/млн лет при значении геотермального градиента 20 °С/км.

Литература

Green P.F., Japsen P., Bonow J.M., Chalmers J.A., Duddy I.R., Kukkonen I.T. The post-Caledonian thermo-tectonic evolution of Fennoscandia // *Gondwana Research*. 2022 V. 107 P. 201-234. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.03.007>

Hall A.M., Putkinen N., Hietala S., Lindsberg E., Holma M. Ultra-slow cratonic denudation in Finland since 1.5 Ga indicated by tiered unconformities and impact structures // *Precambrian Research*. 2021.

Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K., Nielsen S.B. A fission track data compilation for Fennoscandia // *Norwegian Journal of Geology*. 2007 P. 143-155.

Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botsyun S., Travin A.V., Yudin D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V. Thermochronology and Exhumation History of the Northeastern Fennoscandian Shield Since 1.9 Ga: Evidence From $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Apatite Fission Track Data from the Kola Peninsula // *Tectonics*. 2019 V. 38 P. 2317-2337. <https://doi.org/10.1029/2018TC005250>

Larson T., Cederbom S. Sveconorwegian and Caledonian foreland basins in the Baltic Shield revealed by fission-track thermochronology // *Terra Nova*. 1999 V. 11 P. 210-215. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00249.x>

Возраст Аннинского массива (залив Стрелок, Приморский край): U-Pb данные и тектоническая интерпретация

Белякова А.А., Ларионов А.Н., Федяевская Е.В., Гольцин Н.А.

ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург

Аннинский массив расположен в Приморском крае, в 52 км юго-западнее г. Партизанск, залив Стрелок (бух. Руднева). Массив характеризуется размерами 12 x 4 км, является петротипом, но

относительно слабо изучен в геологическом отношении, его геохронология остаётся до некоторой степени неопределённой.

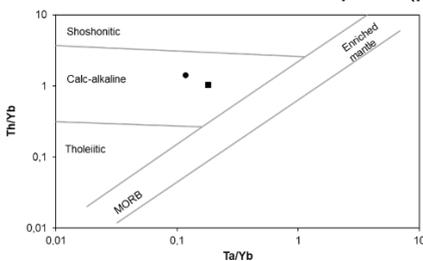
Массив сложен преимущественно амфибол-пироксеновыми габбро-диоритами и пироксен-роговообманковыми габбро. Редко отмечаются оливковое габбро, пироксениты. Для массива характерны различная степень раскристаллизации, наличие шлиров габбро, сильная измененность пород (скаполитизация, серицитизация, эпидотизация, микроклинизация). Наиболее распространены роговообманковые габбро-диориты, диориты, средензернистые, полосчатые, темносерые, зеленовато-серые, состоящие из андезина (30-60 %), роговой обманки (25-50), биотита (1-2 %) (Государственная, 2011).

По вещественному составу породы аннинского комплекса соответствуют умеренно- и высококалиевым образованиям нормальной и умеренно-щелочной серии. Содержание SiO_2 - 49.9-53.2 %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - 3.71-5.37 %, Al_2O_3 - 15.7-21.1 %, Fe_2O_3 - 8.42-12.1 %, MgO - 4.39-6.93 %, TiO_2 - 0.65-0.91 %. На диаграмме TAS фигуративные точки отвечают составам габбро и габбродиоритов.

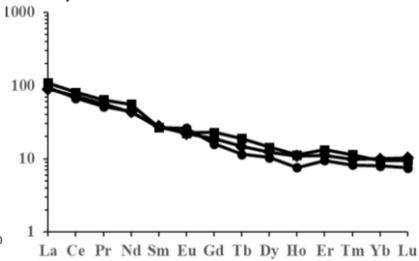
Породы характеризуются высокими концентрациями крупноионных литофильных элементов - Rb, K, Ba, Pb, Sr, пониженными концентрациями высоkozарядных элементов - Zr, Hf, Ti, Nb, Ta.

Спектры распределения РЗЭ характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (сумма РЗЭ - 104.34-126.15 г/т), отношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ варьирует от 8.5 до 11.60. Породы массива геохимически специализированы на палладий (содержания 0.049-0.06 г/т).

По геохимическим характеристикам габброиды аннинского комплекса соответствуют породам известково-щелочных серий активных континентальных окраин (рис. 2).



1



2

Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондрит Sun S. S., McDonough W. F., 1989. Рис. 2. Диаграмма Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, Julian A., 1983)

Возраст габброидов, устанавливался, преимущественно, по геологическим данным, как дораннепалеозойский (рифей), т. к. они прорываются гранитами таудеминского комплекса кембрийского возраста с явными следами контактовых изменений. Изотопное

датирование пород калий-аргоновым методом показало следующие: габбро-амфиболовые – 615, 533-537 млн лет, ряд датировок 400–450 и 200-250 млн лет (Государственная, 2011). По U-Pb датированию метагаббро в районе бухты Анна (проба №606), возраст комплекса определяется как раннекембрийский (517 ± 3.5) (Салтыкова и др., 2008).

Для определения возраста были выделены зерна циркона из габбро-диорита и диорита массива Аннинского. Зерна циркона розовые до светло-коричневых, кроткопризматического облика. Зёрна демонстрируют умеренную интенсивность КЛ, зональность роста широко- и тонко-полосчатая осцилляторная секториальная в сочетании с (несколько более редкой) концентрической. Включения (апатита, расплава) – редки. Большинство зёрен – обломки кристаллов, их средний размер 100 – 250 мкм.

Для U-Pb анализа были отобраны цирконы из диорита (Д) и габбро-диорита (ГД). Анализ выполнялся в центральных и краевых зонах зерен на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Для каждой разновидности пород выполнено по 15 анализов. Полученные результаты для проанализированных проб (Д и ГД, соответственно) – среднее содержание U 257 (147-475, коэфф асимметрии 1.121) и 315 ppm (160-535, коэфф асимметрии 0.789), Th – 191 (117-351, коэфф асимметрии 1.305) и 263 ppm (144-452, коэфф асимметрии 0.764); Th/U отношение составило 0.78 и 0.87, соответственно. Содержания $^{206}\text{Pb}^*$ (ppm) для Д и ГД 10,6 – 35 и 11,6 – 38,7. Pb/U отношения соответствуют возрасту (Д) 522 ± 3 млн. лет (14 из 15, СКВО=1.9) и 523 ± 2 млн. лет (15 результатов СКВО=0.36), совокупное средневзвешенное значение 522 ± 2 млн. лет (28 из 30, коррекция нерадиогенного по ^{207}Pb , СКВО=0.79) или 523 ± 2 млн. лет 30 из 30, коррекция нерадиогенного по ^{204}Pb , СКВО=1.3). Содержания нерадиогенного свинца не превышают $^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ – 0.36 %.

Таким образом, породы Аннинского массива формировались в раннекембрийское время, в условиях активной континентальной окраины. Результат U-Pb анализа свидетельствует о сохранности циркона в фрагменте активной континентальной окраины, вовлеченной в последующие процессы тектоно-магматической активизации.

Качество проанализированного циркона позволяет рассматривать его в качестве потенциального стандарта для локального анализа.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 25.12.2024 г. № 049-00004-25-00.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-52), 53; (K-52), 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 684 + 8 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Приморская ПСЭ»).

Салтыкова Т.Е. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту «Изотопно-геохимическое и геохронологическое обеспечение государственного геологического картирования масштаба 1:1 000 000». Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008

Pearce, Julian A. "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins." (1983): 230-249.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins (Saunders A. D., Norry M. J. Eds). Geological Society, London, Spec. Publ. 1989. Vol. 42. – P. 313-345.

Новые данные о возрасте метавулканитов курумканской толщи, Алданский щит

**Бортников В.В., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.,
Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Ковач В.П.**

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Породы курумканской толщи долгое время рассматривались как наиболее древние палеоархейские образования Алданской гранулитогнейсовой области. В ряде схем периодизации раннего докембрия Алданского щита [Государственная, 2015] курумканская толща отнесена к раннему архею, несмотря на многочисленные Sm-Nd данные [Ковач и др., 1996, 1999; Frost et al., 1998; Jahn et al., 1998], свидетельствующие о ее палеопротерозойском возрасте.

Курумканская толща (в понимании В.Л. Дука с соавторами [Дук и др., 1986], или верхнеалданская серия [Государственная..., 2015]) представлена ассоциацией супракрустальных пород - метапелитов, кварцитов, гиперстен-биотитовых эндербито-гнейсов и пироксен-роговообманковых кристаллических сланцев. Породы этой толщи развиты в пределах Нимнырского и Мелемкенского блоков Алданской гранулитогнейсовой области. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Фундаментом для пород курумканской толщи скорее всего являются палеоархейские [Nutman, 1992] и мезоархейские [Глебовицкий и др., 2012] гранитогнейсы.

Эндербито-гнейсы слагают тектонические пластины и линзы мощностью несколько метров. Они состоят в основном из гиперстена, биотита и плагиоклаза. В небольших количествах присутствуют калиевый полевой шпат, кварц, реже гранат.

Максимальная оценка возраста гранулитового метаморфизма, согласно результатам геохронологического исследования циркона из анатектической выплавки из метапелита, составляет 2032 ± 10 млн лет [Глебовицкий и др., 2012].

Породы курумканской толщи прорваны телами биотит-роговообманковых (аляскитовых) гранитов, возраст которых составляет 1.9 млрд лет [Frost et al., 1998] и наиболее надежно определяет верхнюю возрастную границу формирования пород курумканской толщи.

Для определения природы протолитов эндрбито-гнейсов использована дискриминационная функция $DF(x)$, разделяющая химические составы магматических и осадочных пород [Великославинский и др., 2013]. Значение функции $DF(x)$ для образца 8088a (-0.95) показывает, что наиболее вероятным протолитом является магматическая порода. Исследуемый эндрбито-гнейс по содержанию SiO_2 и сумме K_2O+Na_2O соответствует дациту нормальной щелочности. Значение модельного возраста $t_{Nd}(DM)$ составляет 3.25 млрд лет, $\epsilon Nd(2.39) = -9.0$.

U-Pb ID-TIMS геохронологические исследования проведены для наиболее прозрачных единичных кристаллов циркона размером более 100 мкм, как «необработанных», так и подвергнутых предварительной аэроабразивной обработке. Величина конкордантного возраста 2395 ± 6 млн лет совпадает с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии 2398 ± 9 млн. лет, рассчитанным для всех точек изотопного состава циркона (нижнее пересечение соответствует возрасту 1189 ± 160 млн. лет, $СКВО=0.17$).

На сегодняшний день полученное значение возраста кристаллизации эндрбито-гнейсов является единственной оценкой формирования курумканской толщи в целом. По времени образования исследованные эндрбито-гнейсы совпадают с возрастным интервалом становления анорогенных гранитов нелюкинского комплекса (2522 ± 2 - 2398 ± 4 млн лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004]), распространенных в зоне сочленения Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной области и Западно-Алданского мегаблока.

Исследования выполнены при финансовой поддержке темы НИР ИГГД РАН FMUW-2025-0002 и при использовании оборудования Центра коллективного пользования аналитических исследований ранней истории Земли (ЦКП «АИРИЗ») ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург.

Литература

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминационного анализа // Доклады Академии наук, 2013. Т. 453. № 3. С. 310-313.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л.М. Новые данные о возрасте ультраметаморфогенных гранитоидов алданского гранулитового ареала (восточная Сибирь), последовательности процессов метаморфизма и возможностях региональных корреляций геологических событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012. Т. 20. № 2. С. 27-54.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 - Алдан. Санкт-Петербург, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015.

Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 276 с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3-17.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Березкин В.И., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, №3, с. 3-10.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46-67.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской-гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3-12.

Frost R., Avchenko V. Chamberlain K. R., Frst C. D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization at of the Aldan Shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precambrian Research, 1998. V. 89. P. 1-23.

Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambrian Research, 1998. V. 91. P. 333-363.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the midProterozoic // Precambrian Res., 1992. V. 54. P. 195-210.

Определение возраста эпигенетического пирита из нефтематеринских пород (U,Th)-He методом

Васильева Н.А.^{1,2}, Якубович О.В.^{1,2}, Васильева К.Ю.², Аносова М.О.³

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПбГУ, Санкт-Петербург; ³ГЕОХИ РАН, Москва

Постепенное истощение традиционных запасов нефти и газа требует поиска новых подходов к разведке углеводородов. Определение времени и длительности постседиментационных процессов является важным инструментом для оценки перспективности территорий на нефть и газ.

Пирит является распространенным минералом в богатых органическим веществом осадочных породах, связан с ключевыми процессами нефтегазообразования, включая созревание и миграцию углеводородов (Leventhal, 1995). Таким образом определение возраста такого пирита является перспективным инструментом для изучения нефтегазоносных бассейнов.

Недавние исследования, на примере пирита из рудных месторождений, продемонстрировали высокую сохранность радиогенного гелия в нем (Yakubovich et al., 2019) и его перспективность в качестве (U,Th)-He минерала-геохронометра (Yakubovich et al., 2019, 2020, 2021).

В данной работе представлены данные по (U, Th)-He датированию эпигенетического пирита из пород баженовской свиты из двух регионов: Фроловская мегавпадина и Гыданская область, Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн.

В ходе работы определялась морфология пирита, и формы нахождения урана и тория в нем (сканирующая электронная микроскопия: РЦ «Геомодель», СПбГУ). Измерение концентрации радиогенного гелия в пирите проводилось на гелиевом масс-спектрометре МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН). Содержание U и Th измерялось методом изотопного разбавления ICP-MS ELEMENT XR (ГЕОХИ РАН).

В породах баженовской свиты наблюдается как вкрапленный пирит, так и относительно крупные пиритовые линзы и стяжения. Вкрапленный пирит представлен чаще всего фрамбоидами; пирит, слагающий линзы, конкреции и стяжения, может быть выражен скоплениями фрамбоидов, идиоморфными кристаллами, а также сочетанием фрамбоидов и кристаллов различного размера. Ксеноморфные включения в пирите из баженовской свиты представлены кальцитом, кварцем, альбитом, а также урансодержащими рутилом и апатитом. Сингенетичные включения представлены сфалеритом и баритом. Для датирования (U, Th)-He методом выбирались зерна пирита и их фрагмент размером 400-1000 мкм.

Значения возраста эпигенетического пирита из двух скважин Фроловской мегавпадины соответствуют (90 ± 5) млн лет ($n=7$) и (97 ± 3) млн лет ($n=2$). По результатам датирования пирита из Гыдана, устанавливаются два разновозрастных эпизода его образования в диапазонах от порядка 91 до 106 млн лет ($n=4$) для идиоморфных кристаллов, и около 117-124 млн лет для фрамбоидальных ($n=2$). Рассчитанные значения (U,Th)-He-возраста существенно моложе, чем возраст баженовской свиты (~ 150 -143 млн лет).

Существует два основных фактора, которые могли бы привести к омоложению (U,Th)-He-возраста: (а) потери гелия; (б) привнос урана, тория. Температура закрытия (U,Th)-He-изотопной системы в пирите выше 400°C , в то время как температура преобразования пород баженовской свиты менее 200°C . Таким образом, термическая потеря радиогенного гелия кажется маловероятной.

Уран из грунтовых вод может адсорбироваться на поверхности пирита, что может приводить к омоложению полученных значений возраста [Yue et al., 2021]. Однако, выбор крупных фрагментов пирита (от 400 мкм), которые имеют незначительное отношение площади

поверхности к объему, делает маловероятным влияние сорбированного урана на возраст.

Хорошая воспроизводимость данных, выдержанность значений возраста в соседних скважинах и на относительно большом расстоянии в пределах одного бассейна, указывают на то, что полученное значение возраста отражает возраст какого-либо постседиментационного процесса. Однозначная интерпретация этого геологического процесса на данном этапе исследований не представляется возможной.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-77-10088.

Литература

Якубович О. В., Гедз, А. М., Викентьев, И.В., Котов, А. Б., & Гороховский, Б. М. Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 27(1). 2019. С. 1-22.

Leventhal J.S. Carbon-Sulfur. Plots to Show Diagenetic and Epigenetic Sulfidation in Sediments // Geochim. Cosmochim. Acta 1995. V. 59. No 6. P. 1207-1211.

Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from the Uzelga VMS Deposit (South Urals) – New Perspectives for Direct Dating of the Ore-Forming Processes // Minerals. 10(629). 2020. P. 1-20.

Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E., Podolskaya M., Sobolev I., Tyukova E., Kotov A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from Alteration of the Au-Fe-Skarn Novogodnee-Monto Deposit (Polar Urals, Russia) – The Next Step in the Development of a New Approach for Direct Dating of Ore-Forming Processes // Geosciences. 11(10). 2021. P. 408.

Yakubovich O.V., Vikentyev I.V., Zarubina O.V., Bryanskiy N.V., Gorokhovskii B.M., Kotov A.B., Dril S.I., Bortnikov N.S. U-Th-He Dating of Pyrite from the Uzelga Copper-Zinc Massive Sulfide Deposit (South Urals, Russia): First Application of a New Geochronometer // Dokl. Earth Sci. 485. 2019. P. 368-371.

Yue, L., Jiao, Y., Fayek, M., Wu, L., & Rong, H. Micromorphologies and sulfur isotopic compositions of pyrite in sandstone-hosted uranium deposits: A review and implications for ore genesis // Ore Geology Reviews. 139. 2021. P. 104512.

Возможности и ограничения применения изотопов стронция на примере археологических памятников центральной Монголии

Вишневская И.А.^{1,2}, Хаценович А.М.¹, Чечушков И.В.³

¹ИАЭТ СО РАН, Новосибирск; ²ГЕОХИ РАН, Москва; ³Университет Колорадо, Боулдер, США

Изотопы стронция в минерализованных тканях являются мощным инструментом для реконструкции моделей движения и миграции животных и людей. В основе этой модели лежит геопространственное распределение изотопов стронция, которое

влияет на интерпретацию результатов измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в костях и зубах из археологических памятников. Точность этой модели зависит от большого количества факторов, среди которых основными являются: состав подстилающих горных пород, характер выветривания (как в настоящее время, так и в прошлом), состояние почвы, потоки воды и пыли. По мере того, как животные перемещаются по ландшафту, они включают биологически доступный стронций из окружающей среды (например, через пищу и воду) в свои постепенно растущие ткани (например, кости, эмаль, дентин), тем самым в своём теле сохраняют историю изменения изотопного состава стронция в окружающей их среде. Высокорастворимые аналитические методы, такие как масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) и геостатистические методы способствуют появлению и уточнению Sr-изотопных карт. В свою очередь, изучение изотопных характеристик органических остатков из археологических памятников позволяет установить время и место обитания животных и древних людей.

Система Алтайских гор является наиболее вероятным кратчайшим путем между Горным Алтаем и Тибетом - двумя регионами обитания денисовцев, а также маршрутом распространения *Homo sapiens* в Азии. Большая часть территории Монголии находится на высотах выше 1000 м над уровнем мирового океана, и характеризуется аридным, засушливым климатом. Несмотря на кажущуюся неприспособленность этого региона для освоения человеком, мы имеем множество свидетельств распространения культурных традиций каменного века по направлению запад-восток и север-юг. Вместе с тем, в аридных высокогорьях Гобийского Алтая обнаружены только три археологических памятника, сохранивших в своих отложениях культурно-хронологическую последовательность от палеолита до мезолита.

В контексте высокогорных археологических памятников метод Sr-изотопного картирования позволяет выявить связи между различными культурными группами и природными условиями. Однако его применение сталкивается с рядом ограничений, особенно в труднодоступных регионах, таких как Горный Алтай и Центральная Монголия.

Благодаря использованию изотопных данных нам удалось определить не только пути миграции копытных животных (Vishnevskaya et al., 2022), но и реконструировать охотничьи привычки древних людей (Хаценович и др., 2021). Однако мы столкнулись с рядом сложностей, о которых хотели бы рассказать в этой работе.

Пещера Цаган-Агуй находится в карбонатных отложениях венд-кембрийского возраста в центральной части пустыни Гоби. В последние годы пещера Цагаан-Агуй получила мировую известность, потому что это единственный пещерный объект на территории Монголии и

Северного Китая, в котором можно изучать культуру древнего человека диапазоне начиная, как минимум, с МИС-8 до 20 тысяч лет назад. В пещере обнаружены ранние изделия из кости и камня, предметы из мягких поделочных пород, останки вымершей фауны, меняющие научные представления о животном мире плейстоцена и причинах его вымирания.

Полученная нами на данный момент изотопная карта этого района выполнена по образцам травы, отобранным с учетом геологии района. Заранее, при подготовке к полевым работам были намечены точки, которые находились в поле выходов пород разного возраста и состава. Это было сделано для того, чтобы собрать наиболее контрастный материал. Однако, когда мы получили изотопные данные и составили карту, картина получилась весьма однородной, все нюансы, которые могли бы быть прямым отражением состава подстилающих пород были обезличены. Мы это объясняем хорошим перемешиванием поверхностных слоев почвы за счет сильных разнонаправленных ветров. Чтобы проверить это утверждение, а также сделать нашу карту более полной в следующий полевой сезон мы планируем работать по собственному методу, который, как нам представляется, будет лучше подходить для статистического анализа и построения карты с интерполяцией методом кригинга. Нами разработана методика, которая предусматривает расчет точек отбора образцов с методами математической статистики относительно координат палеолитических памятников, для которых проводится исследование.

Другим примером неожиданного использования изотопных данных служат результаты, полученные по памятнику Моилтын ам. Он расположен в высокогорье Центральной Монголии в бассейне р. Орхон. Здесь были проведены исследования изотопного состава Sr колонки отложений от самых древних (36 тыс.кал. лет) до наших дней. Комплексное исследование, включавшее не только изотопное, но геохимическое и литологическое изучение позволило подтвердить наличие перемешивания слоев вследствие промерзания и склонового перемещения отложений (Vishnevskaya et al., 2022). Это открытие имеет важное значение для интерпретации археологического контекста памятника, поскольку оно помогает объяснить изменения в стратиграфической последовательности и распределении находок.

Создание изотопной карты в высокогорных регионах представляет значительные трудности из-за отсутствия развитой дорожной инфраструктуры. Специфические погодные условия: сильные ветра, промерзание и склоновое перемещение отложений сейчас и в прошлом, усложняют интерпретацию полученных, порой приводят к неожиданным выводам. Несмотря на это использование изотопов стронция на высокогорных археологических памятниках открывает новые перспективы для изучения прошлого, однако требует учета специфики

местных природных условий и доступности территории для проведения полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ 24-48-03020

Литература

1. Vishnevskaya I.A. et al. *Geoarchaeology and Archaeological Mineralogy*, 2022. p. 151-163.
2. Хаценович А.М. и др. *Археология, этнография и антропология Евразии*, т. 49, № 2, 2021, с. 3-22.

Опыт внедрения рамановской спектроскопии для определения времени извержения/охлаждения на примере мегакристаллов циркона из трубки взрыва «Натальинская» чапинского вулканического комплекса (Енисейский край)

Гладкочуб Е.А.¹, Иванов А.В.¹, Шарыгин И.С.¹, Костровицкий С.И.^{1,2}

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ИГХ СО РАН, Иркутск

Датирование циркона методом рамановской спектроскопии - давно обсуждаемая концепция, но еще не устоявшийся рутинный геохронологический метод. Методика основана на зависимости степени повреждений решетки циркона от накопленной α -дозы ($D\alpha$) излучения, которая, в свою очередь, зависит от возраста циркона и вызвана α -распадом U, Th и их дочерних нуклидов. Степень повреждения решетки циркона находит количественное отражение в характеристиках рамановских спектров, в частности в положении пика $356\text{ см}^{-1}(\text{Г}_{\text{ER}})$ и др., чем больше в цирконе накоплено повреждений, тем более аморфным он становится, происходит уширение (ширина пика на его полувысоте - FWHM) пиков, их положение (ω) смещается в сторону низких волновых чисел. Когда происходит отжиг дефектов положение пиков наоборот смещаются в сторону более высоких волновых чисел, в сторону положений пиков упорядоченного циркона. Эта потеря повреждений с температурой и временем является проблемой для интерпретации рамановских датировок, как возраста кристаллизации, но открывает потенциал для определения времени охлаждения и анализа термической истории образцов природного циркона.

Ранее в работе (Danilova et al., 2024) нами были получены U-Pb оценки возраста формирования трубки взрыва чапинского комплекса в Чингасанском магматическом поясе на севере Енисейского края. В частности, для трубки «Натальинская» U-Pb-датирование

мегакристаллов циркона из щелочно-ультраосновных пород дало значение возраста 657.7 ± 2.3 млн лет.

В работе (Härtel et al., 2021) для циркона предложена калибровка и выведено уравнение для расчета возраста на основе FWHM и эффективной концентрации урана (eU). Нами были произведены подобные расчеты возраста для циркона трубки «Натальинская» с использованием FWHM_{ER} ($4.7\text{--}7.5 \text{ см}^{-1}$) и eU ($36.8\text{--}316 \text{ г/т}$). Рассчитанный рамановский средневзвешенный возраст («Raman weighted mean date» (Härtel et al., 2021)) составил ~ 377 млн лет, с величиной стандартного отклонения в 130 млн лет. Если принять, что датировка в 377 млн лет имеет геологическое обоснование, то различие U-Pb и Raman weighted mean date можно интерпретировать следующим образом: 1) зерна циркона в трубке «Натальинская», прорывающей позднерифейскую чивидинскую свиту являются ксеногенными. При взаимодействии циркона с прорывающей «лампроитовой?» магмой ($T > 500 \text{ }^\circ\text{C}$), радиационные повреждения были залечены, рамановская система перезапущена. Следовательно, рамановский возраст будет являться истинной датировкой для извержения трубки «Натальинская»; 2) Зерна циркона не являются ксеногенными. Тогда U-Pb датировка отражает возраст извержения, а прогрев толщи для перезапуска рамановской системы можно связать с ареалами девонского вулканизма (390 млн лет). Температуры $>260 \text{ }^\circ\text{C}$ будет достаточно для частичного перезапуска системы (Härtel et al., 2021).

Недостатком рамановского датирования, которые привели к большим ошибкам (370 ± 130 млн лет), является накапливающаяся неопределенность на каждом этапе исследования. Низкие концентрации U ($3.4\text{--}210 \text{ г/т}$), Th ($2\text{--}390 \text{ г/т}$), приводят к высоким погрешностям при определении методом LA-ICP-MS; определение ω и FWHM_{ER} пиков методом рамановской спектроскопии дает неопределенность $\sim 20 \%$ (Härtel et al., 2021). В итоге суммарная неопределенность в рамановской датировке может достигать 50 и более процентов. Стоит отметить, что значения ω и FWHM_{ER} циркона трубки «Натальинская» характеризуют степень повреждения решетки циркона от кристаллического до слабо метамиктного. Степень повреждений зависит не только от времени, отведенного для α -распада, но и от концентрации актиноидов, которые варьируют от кристалла к кристаллу. Исходя из характеристик, использованные нами мегакристаллы циркона, относятся к переходной группе, расположены на рубеже между слабо метамиктных и кристаллических, т. е. определенная степень D α была накоплена. Калибровка, выполненная в работе (Härtel et al., 2021), не является оптимальной для циркона с низкими концентрациями актиноидов, которые характерны для метаморфических и ультраосновных щелочных пород, к которым относятся породы чапинского вулканического комплекса.

Нами была предпринята попытка адаптировать калибровку (Härtel et al., 2021) для переходных систем, путем добавления циркона с низкими концентрациями актиноидов. Для этого были использованы мегакристаллы циркона из кимберлитов, трубок: «Кимберли», «Мир», «Юбилейная». Получены U-Pb оценки возрастов для каждой из трубок, методом LA-ICP-MS, которые не противоречат литературным источникам; для трубки «Мир» 353 ± 3.6 млн лет, для трубки «Юбилейная» 339.2 ± 3.7 млн лет, для трубки «Кимберли» 84.4 ± 3.1 млн лет. Проведены геохимические и рамановские исследования. Концентрации U находятся в интервале 3.4-77 г/т, Th в интервале 1-40 г/т, FWHM_{ER} 4.3-5.5 см⁻¹ и eU 3.8-256 г/т. Для калибровки уравнения расчета рамановских датировок, по кимберлитовому циркону, была рассчитана D_α (Härtel et al., 2021) для каждого индивидуального измерения, $0.17-2.67 \cdot 10^{16}$ α распадов/г; такие значения D_α характеризуют структуру решетки циркона, от кристаллической до слабо метамиктной. Построена зависимость повреждений (D_α) от FWHM_{ER}. Значение наклона прямой линейной регрессии является основным параметром для калибровки. Из-за низких концентраций актиноидов, низкой степени повреждений решетки циркона, точки не дают необходимую растяжку для достоверного уравнения линейной регрессии, а их вклад в общую популяцию (Härtel et al., 2021) незначителен. Полученный коэффициент, не уточняет исходное уравнение (Härtel et al., 2021), и не имеет достоверного математического обоснования. Таким образом, можно сделать вывод, о невозможности использования рамановского датирования для кристаллов циркона с низкими <100 г/т концентрациями актиноидов. В перспективе планируется, провести работу, в которой будет осуществляться травление циркона (по методике ZrFT) с целью идентификации мест с повышенными концентрациями U, в местах скопления трещин; предварительные рамановские измерения ω и FWHM_{ER} в треках, с последующим измерением содержания U, Th непосредственно в местах их скопления.

Работа выполнена по гранту РФФ 25-77-30006 в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Литература

Danilova Yu.V., Sharygin, I.S., Gladkochub, E.A., Nikolenko, E.I., Bryansky, N.V., Skuzovatov, S.Y., ... and Letnikov, F.A. Age of Alkaline Ultramafic Explosion Pipes of the Chapinskii Complex (Yenisei Ridge) //Doklady Earth Sciences. - Pleiades Publishing, 2024. - С. 1-6.

Härtel B., Jonckheere, R., Wauschkuhn, B., Hofmann, M., Frölich, S., Ratschbacher, L. Zircon Raman dating: Age equation and calibration. //Chemical Geology. - 2021. - Т. 579. - С. 120351.

Гранитоиды евьюганского комплекса Харбейского блока: U-Pb и Ar-Ar возраст

Голубева И.И.¹, Травин А.В.^{2,3}, Хубанов В.В.⁴, Шуйский А.С.¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск;
³НГУ, Новосибирск; ⁴ИФЗ РАН, Москва

Харбейский антиклинорий, расположенный в Центрально-Уральской зоне Полярного Урала, представляет собой ключевой объект для изучения докембрийского фундамента и процессов палеозойского орогенеза. Этот регион сложен высокометаморфизованными толщами нижнего протерозоя, включающими амфиболиты, пара- и ортогнейсы, кристаллические сланцы, которые прорваны телами гнейсо-гранитов евьюганского комплекса. Последние интерпретируются как продукты ультраметаморфизма, формировавшиеся в условиях интенсивных тектонических деформаций [Государственная..., 2014, 2017].

Ранее возраст цирконов из гнейсо-гранитов евьюганского комплекса оценивался в диапазоне 639-487 млн лет [Государственная..., 2014, 2017, Голубева и др., 2011], а вмещающих амфиболитов ханмехойской свиты от 577 до 487 млн лет [Коновалов и др., 2016, Уляшева и др., 2024]. Однако новые данные, полученные методами Sm-Nd и ⁴⁰Ar-³⁹Ar для породообразующих минералов (гранат, плагиоклаз, роговая обманка), указывают на палеозойские возрасты (392-345 млн лет) [Уляшева и др., 2024]. Это противоречие требует пересмотра модели формирования комплекса, учитывающей многоэтапность процессов гранитизации, реоморфизма и тектонической активизации.

Гнейсо-граниты евьюганского комплекса образуют многочисленные тела миндалевидной формы, согласные с простираем вмещающих метаморфитов. Они представлены лейкократовыми (розовые, серые) и меланократовыми разностями с гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентированным ростом биотита и клиноцоизита. Минеральный состав включает микроклин, кварц, плагиоклаз, мусковит, а также акцессорные минералы – алланит и гранат альмандин-гроссулярового состава.

Породы характеризуются относительно высокой кремнеземистостью (мас. %): 72.4 - 78.0 (SiO₂), умеренной щелочностью 7.7 - 8.1 (Na₂O+K₂O) и относительно высокой глиноземистостью = 10.95 - 14.46 (Al₂O₃). Концентрация трасс-элементов характеризуется широким интервалом (г/т) Rb = 54.8-137, Y = 0.0-54.0, Sr = 20-470, Nb 5.0-15.81, Zr 12-70. Для гнейсо-гранитов характерны повышенные концентрации легких редкоземельных элементов и наличие отрицательной европиевой аномалии. Гнейсо-граниты относятся к I-типу гранитов.

Для уточнения возраста формирования и тектоно-метаморфических событий проведены комплексные изотопные исследования. U-Pb датирование цирконов (LA ICP MS, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ): Цирконы, отобранные из лейкократового гранита (Образец ВЗ 703), имеют розовый цвет и хорошо ограненные кристаллы длиннопризматического габитуса с размерностью от 0.09 до 0.25 мм. Цирконы демонстрируют осциляторную зональность, что характерно для магматических пород. Конкордантное значение возраста 494 ± 2.3 млн лет (СКВО=0.81, вероятность (конкордантности) = 0.37).

^{40}Ar - ^{39}Ar датирование минералов (ИЭМ РАН, г. Новосибирск): датирование мусковита и калиевого полевого шпата из пробы ПВГ 33-22. Проведенное исследование показало, что в ^{40}Ar - ^{39}Ar спектре мусковита наблюдается возрастное плато из 7 последовательных ступеней, характеризующееся значением возраста 345 ± 4 млн лет, СКВО=0.41 и долей выделенного ^{39}Ar 95.5 %. В спектре микроклина также выделяется кондиционное плато из 3 ступеней, характеризующееся значением возраста 342 ± 14 млн лет, СКВО=2.3 и долей выделенного ^{39}Ar 78.6 %.

Температура закрытия изотопной системы мусковита порядка 370°C , что сопоставимо с температурой хрупко-пластических деформаций. Вероятно, формирование синдеформационного мусковита произошло 345 ± 4 млн лет назад. Очевидно, что формирование порфиروبластов калиевого полевого шпата произошло в это же время. Температура закрытия изотопной системы микроклина значительно ниже - порядка 220°C .

Таким образом возраст ~ 494 млн лет соответствует этапу гранитизации в позднем кембрии – раннем ордовике. Датировки 345 - 342 млн лет отражают тектоническую эксгумацию и коллизионные процессы раннего карбона, связанные с формированием Уральского орогена.

Литература

- Голубева И.И. ДАН. 2011. Т. 439, №4. С. 508-513.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ 2014. 384 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 Салехард. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2014. 396 с.
- Коновалов А.Л. Региональная геология металлогения. 2016. № 68. С. 5-20.
- Уляшева Н.С. Геосферные исследования. 2024. № 2. С. 37-52.

Аттестация параметров трасера стронция: новые подходы и решения

Гольцман Ю.В., Бубнов С.Н.

ИГЕМ РАН, Москва

В докладе обсуждается и дается теоретическая верификация способов определения параметров раствора трасера (содержания изучаемого элемента и его изотопного состава) на примере стронция, исследование изотопного состава которого в горных породах и минералах широко используется в геохимических исследованиях и при определении геологического возраста пород изотопными методами. Ранее опубликованные [Hofmann, 1971; Мельников, Горохов, 1976] теоретически обоснованные методики калибровки трасера (spike) изучаемого химического элемента в методе изотопного разбавления предусматривали знание изотопного состава этого элемента в опорном растворе и его концентрации, как в опорном растворе, так и в растворе трасера, иначе говоря, аттестации подвергался исключительно изотопный состав трасера.

При использовании соотношения между тремя стабильными изотопами (^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{88}Sr) предлагается новый способ калибровки трасера стронция, не требующий точного знания концентрации Sr в растворе трасера, - определение его параметров по результатам изотопного анализа двух смесей трасера с опорным раствором. Изотопный состав одной из смесей задан среднегеометрическим от изотопных отношений $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ опорного раствора и трасера, изотопный состав другой - среднеарифметическим от этих показателей. Первая из них ориентирована на определение содержания в трасере изучаемого элемента, вторая - на оценку изотопного состава трасера. Совместное использование этих смесей позволяет получить все параметры трасера - концентрацию стронция и его изотопный состав.

Наиболее корректным способом определения этих параметров выглядит использование всех четырех стабильных изотопов стронция. Перспективным вариантом калибровки трасера представляется использование обогащенного изотопом ^{87}Sr опорного раствора, в котором сохраняются природные соотношения остальных изотопов. Обогащение опорного раствора изотопом ^{87}Sr при обогащенном изотопом ^{84}Sr трасере дает возможность оценки параметров трасера по двум отношениям, тем самым повышая качество и надежность его аттестации. Такой подход, впервые применяемый для изучения изотопных характеристик стронция, является оригинальной модификацией известного метода двойного изотопного разбавления

(double-spike) предложенного еще в 1962 году [Dietz et al., 1962] и наиболее успешно используемого для изучения изотопных характеристик уран-свинцовой системы [Woodhead et al., 1995; Kuritani, Nakamura et al., 2003 и др.].

Предлагаемым способам калибровки трасера дается развернутое теоретическое обоснование, включающее в себя анализ соотношения параметров опорного раствора, трасера и их смеси, обоснование модельных параметров трасера и способа коррекции измеренных данных на изотопное фракционирование. Дана оценка целесообразного уровня обогащения трасера изотопом ^{84}Sr и предложен способ оценки случайных погрешностей отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, который более подробно рассмотрен в отдельном докладе авторов на данной Конференции.

Исследование выполнено по теме Госзадания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Литература

Мельников Н.Н., Горохов И.М. // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. 1976. Л.: Наука. С. 7-27.

Dietz L.A., Pachucki C.F., Land G.A. // *Analyt. Chem.* 1962. V. 34. № 6. P.709-710.

Hofmann A. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 10. № 4. P. 397-402.

Kuritani T., Nakamura E. (2003) // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry.* 2003. V. 18. № 12. P. 1464-1470.

Woodhead J.D., Volker F., McCulloch M.T. // *Analyst.* 1995. V. 120. № 1. P.35-39.

Оценка случайных погрешностей отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в методе изотопного разбавления

Гольцман Ю.В., Бубнов С.Н.

ИГЕМ РАН, Москва

Основной задачей при исследованиях изотопного состава стронция образцов различного происхождения являются исследования вариаций изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, важнейшего маркера в геохронологических исследованиях и индикаторного признака различных петрологических процессов. Обычно вычисляют это отношение методом изотопного разбавления, используя результаты анализа смеси образца и трасера, поскольку такой способ позволяет получить в результате одного изотопного анализа как содержание стронция в образце, так и его изотопный состав. Кроме того, такой прием получения параметров анализируемого материала позволяет исключить возможную природную гетерогенность исследуемого объекта.

Анализ случайных погрешностей метода изотопного разбавления применительно к Sr рассмотрены в ряде публикаций [Мельников, Горохов, 1977; Костицын, Журавлев, 1987 и др.]. В данной публикации предложен способ оценки достоверности отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ природного объекта, основанный на сравнении изотопных данных полученных методом изотопного разбавления с результатами анализа образца без трасера.

Введем следующие обозначения атомных изотопных отношений: $X = ^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $Y = ^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $Z = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Отношения изотопов и концентрация исследуемого компонента в трасере обозначены верхним индексом s (spike), в образце - n (nature), в их смеси - M (mixture).

Соотношения между изотопными отношениями $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в смеси и её компонентах удобно представить в следующем виде:

$$f = \frac{^{86}\text{Sr}^n}{^{86}\text{Sr}^s} = \frac{X^s - X^M}{X^M - X^n} = \frac{Y^s - Y^M}{Y^M - Y^n} = \frac{Z^s - Z^M}{Z^M - Z^n} \quad (1)$$

Рассчитаем далее изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исследуемом образце (Z^n) по результатам его анализа в смеси с трасером (Z^M) и оценим погрешность полученного значения. В данном случае речь идет о любом исследуемом образце, нередко со значительными природными вариациями этого отношения. Изотопное отношение в образце (Z^n) выражается через измеренные величины (X^M , Z^M) и изотопные параметры трасера (X^s , Z^s) следующим образом:

$$Z^n = \frac{(1+f)Z^M - Z^s}{f} \quad (2)$$

Эта зависимость без затруднений выводится из соотношения (1).

Относительную погрешность вычисленного значения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образца (Z^n) можно оценить с помощью соотношения:

$$V_{Z^n}^2 = \left(\frac{X^s - X^n}{X^s - X^M} \right)^2 \frac{f^2}{[(1+f)Z^M - Z^s]^2} \left(\frac{(Z^s - Z^M)^2 (X^M)^2}{(X^s - X^M)^2} V_{X^M}^2 + (Z^M)^2 V_{Z^M}^2 \right) \quad (3)$$

Здесь: V_{Z^n} , V_{X^M} , V_{Z^M} - относительные погрешности изотопных отношений.

Затем покажем, какие погрешности можно ожидать в реальных условиях. Естественно, результирующая погрешность величины Z^n будет тем больше, чем сильнее отличается значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ смеси (Z^M) от значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.70-0.71$ - ординарного изотопного состава обедненных рудитом природных объектов. Примем $Z^M = 0.8$ (большие значения этого отношения в практике изотопных исследований

встречаются достаточно редко) и $X^s \sim 50$. Проведенные нами расчеты выявили, что трасеры с отношением $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 40-50 имеют ширину рабочего минимума погрешностей по X^M достаточную для проведения детальных масс-спектрометрических исследований и обеспечивают необходимый для геохимических и геохронологических исследований уровень расчетной погрешности.

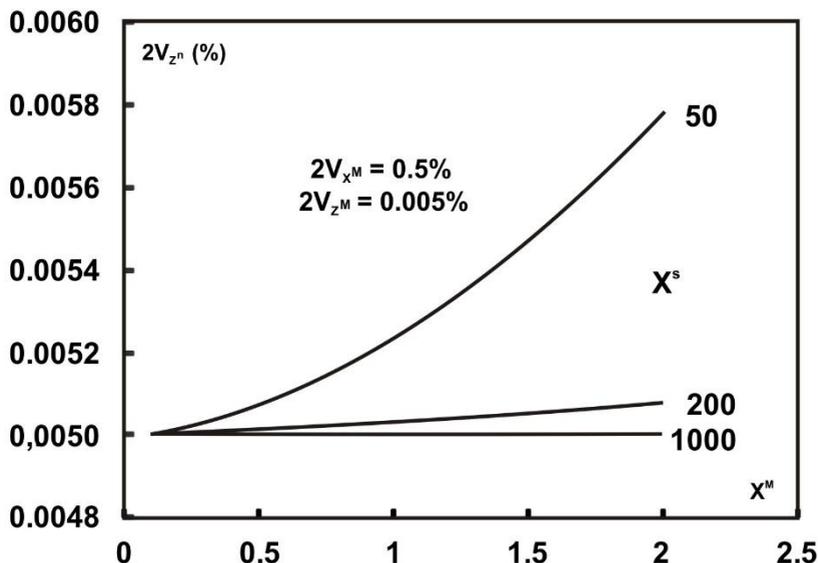


Рис. 1 Зависимость расчетных значений результирующей погрешности измеренного значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образца (V_{zn}) от величины $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ смеси (X^M) при различных значениях $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в трасере (X^s)

Опыт изотопных исследований на масс-спектрометре TIMS Sector-54 показывает, что погрешности измеряемых изотопных отношений обычно не превышают $2V_{X^M} = 0.5\%$ и $2V_{Z^M} = 0.005\%$, соответственно. Величина погрешности измеряемых изотопных отношений здесь и далее - 2б. На рис 1. представлена зависимость расчетных значений результирующей погрешности измеренного значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образца (V_{zn}) от величины $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ смеси (X^M) при различных значениях $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в трасере (X^s).

При диапазоне значений X^M (0.1 - 2.0) и принятой нами степени обогащения трасера $X^s \sim 50$, погрешность оценки величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образца (Z^n) при измерениях смеси образца и трасера ($2V_{Z^M} 0.005 - 0.0052\%$) практически не отличается от результата анализа образца без

трасера ($2V_z^n = 0.005\%$), что на рис.1 соответствует приближению X^M к минимальным значениям. Отметим, что использование трасеров с $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (X^s) порядка несколько сотен единиц (см. рис. 1), существенно расширяет диапазон значений X^M при которых расчетные величины результирующей погрешности измеренного значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (V_z^n), не выходят за пределы результатов анализа образца без трасера. Правда, заметим, что трасер с $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более 50 единиц крайне редкое явление в практической масс-спектрометрии.

Исследование выполнено по теме Госзадания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Литература

- Костицын Ю.А., Журавлев А.З. // Геохимия. 1987. № 7, С.1024-1036.
Мельников Н.Н., Горохов И.М. // Проблемы датирования докембрийских образований. 1977. Л.: Наука. С. 235-243.

Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного иттербиевого лазера: технические характеристики

Гороховский Б.М.¹, Якубович О.В.^{1;2}, Гаврилов С.В.², Котов А.Б.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПбГУ, Санкт-Петербург

В данной работе мы приводим описание новой сканирующей лазерной системы, основанной на иттербиевом оптоволоконном лазере, которая была разработана и собрана на базе масс-спектрометрического комплекса МСУ-Г-01-М в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН) для экстракции гелия из микрограммовых навесок минералов.

Лазерная ячейка выполнена в виде цилиндра, съемный фланец которого имеет сапфировое стекло, прозрачный для длины волны лазерного излучения. На дне ячейки расположен толстый (1 см) медный диск с 16 гнездами для размещения проб. Откачивается ячейка автономно, не мешая работе масс-спектрометрического комплекса.

Для создания новой лазерной экстракционной системы был выбран иттербиевый оптоволоконный лазер с длиной волны 1064 нм. Этот оптоволоконный лазер является распространенным на рынке, и широко используется в промышленности для гравировки металлических изделий. Основные характеристики используемого лазера приведены в таблице 1.

Таблица 1. Основные характеристики лазерного источника

Модель	Wattsan FL TT RS50
Производитель	Wattsan Production Technology Co. Ltd, Китай
Рабочее поле, мм	200x200
Тип лазера	Иттербиевый оптоволоконный
Мощность лазера, Вт	50 Вт
Длина волны, нм:	1064
Скорость маркировки	До 7000 мм/с
Тип охлаждения лазера	Воздушное
Срок службы излучателя	До 100000 ч.
Выходная частота лазера, кГц	20-60

Фокусировка лазера на образец осуществляется с помощью ИК-лазера - трассировщика, а сам нагрев происходит в режиме расфокусировки иттербиевого лазера. Для обеспечения равномерности нагрева пробы, размер которой больше размера пятна лазера, используется сканирующий режим. Заливка - нагрев всей пробы - осуществляется за счет быстрого автоматического перемещения пучка лазерным маркером, по аналогии с тем, как это делается при гравировке сложных рисунков. Длительность нагрева контролируется количеством повторяющихся проходов маркера по одной и той же траектории.



Рис 1. Фотография экстракционной лазерной системы

Опыт применения лазерной экстракционной системы (рис. 1) показал, что она может быть использована для выделения гелия из ряда минералов. Система обеспечивает стабильный нагрев образцов до температур порядка 1000 °С в течении относительно длительного времени (20-30 мин). Таких условий достаточно для полного выделения

гелия из таких минералов как апатит, циркон и пирит. Уровень фона лазерной ячейки незначительно ниже, чем уровень фона высоковакуумной печи масс-спектрометрического комплекса МСУ-Г-01-М и средняя скорость получения аналитических данных в текущей модификации лазерной ячейки увеличивается в 5-6 раз. Таким образом, разработанная ячейка может быть использована для (U,Th)-He термохронологических и геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ 22-77-10088.

Датирование циркона в метаосадочных породах Беломорской эклогитовой провинции (эксперименты по датированию циркона в шлифах)

Докукина К.А.¹, Шешуков В.С.¹, Окина О.И.¹, Голованова Т.И.²

¹ГИН РАН, Москва; ²ИГЕМ РАН, Москва

Исследование возраста полиметаморфических комплексов является обычно нестандартной задачей, поскольку не всегда ясно, какие возрастные пики, полученные по результатам датирования минералов геохронометров, отвечают событиям, установленным по результатам петрологического исследования. При изучении реакционных структур в метаморфических породах структурная позиция минералов-геохронометров иногда позволяет с высокой степенью вероятности определить процесс, ответственный за рост циркона или другого U-Pb-Th содержащего минерала. Объектом датирования были выбраны цирконы из переплавленных метаосадочных пород, заполняющих межподушечное пространство в эклогитизированных пиллоу-базальтах эклогитовой ассоциации Салма в докембрийской Беломорской эклогитовой провинции. Метаосадки (Grt-Ph-Ky-Qtz породы) состоят из кварца (40-60 %), монокристаллов и гломеросростков идиоморфного фенгита в кварце и/или полиминеральными псевдоморфозами после фенгита (50-35 %), которые отделяются от кварца коронами полевого шпата (10-25 %). Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми срастаниями Bt + Pl (\pm Ky и Grt), окруженными зональной короной Fsp. В экспериментах по плавлению фенгит-кварцевых сланцев [2] на месте монокристаллов фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы, состав которых зависел от условий эксперимента. В отсутствии воды формировались псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава на границе с Qtz. По аналогии

с этими экспериментами, зональные F_{sp} короны в исследованных Grt-Ky-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава.

Grt-Ky-Ph-Qtz породы имеют очень высокое содержание циркона в породе, который легко идентифицируется и был датирован непосредственно в шлифах.

Первый тип циркона структурно приурочен к полиминеральным псевдоморфозам и представлен мутными, желтовато-коричневыми с коричневыми или бурыми пятнами и реликтами осцилляторной структуры зернами идиоморфной или коротко-призматической формы с сглаженными гранями, темными в CL частично митамиктными ядрами окруженными светлыми каймами. Циркон структурно приурочен к полиминеральным псевдоморфозам, содержит включения ксенотима, апатита, плагиоклаза и белой слюды и характеризуются высокими содержаниями Th (425-2147 ppm), U (488-1796 ppm), Th/U отношениями (0.9-1.7). По РЗЭ состав ранне-палеопротерозойского циркона характеризуется положительной Ce ($Ce/Ce^*=18-870$) и отрицательной Eu ($Eu/Eu^*=0.1-0.8$) аномалиями, обогащением в области ТРЗЭ ($L_{UN}/Sm_N=8-233$, $L_{UN}/La_N=30000-1150000$). Циркон дал конкордантное ранне-палеопротерозойское значение возраста ~ 2.4 млрд лет. Состав циркона позволяет предположить, что циркон имеет магматический генезис и формировался из частичного расплава в процессе частичного плавления Grt-Ky-Ph-Qtz породы в время гранулитового метаморфизма, сопровождавшегося формированием новообразованного гранулитового минерального парагенезиса в эклогитах. Формирование высокобарной эклогитовой-фации минеральной ассоциации в Grt-Ky-Ph-Qtz породах несомненно предшествовало росту палеопротерозойского циркона с возрастом ~ 2.4 млрд лет, так как циркон часто содержит включения белой слюды. Интересной особенностью цирконов Grt-Ky-Ph-Qtz пород является практически полное отсутствие в них ядер с возрастными, древнее 2.4 млрд лет. Это достаточно необычно, так как вмещающие Grt-Ky-Ph-Qtz породы эклогиты содержат цирконы мезоархейского и неоархейского возраста. Можно предположить, что изученные цирконы одновременно возникли в раннепалеопротерозойское время ~ 2.4 млрд лет из расплава, отделившегося в результате процессов дегидратационного плавления слюды и возможно других водосодержащих минералов. Источником для Zr мог быть разрушающийся в присутствии расплава гранат и предположительно все-таки присутствовавший в породе ранний циркон, а источником для радиоактивных элементов тот же ранний циркон, а также торий- и урансодержащие фосфаты. Цирконы содержат многочисленные кристаллы ксенотима и характеризуются ториевой спецификой с высокими концентрациями Th (более 2000 ppm) и U (до 1800 ppm). Понятно, температуры плавления были достаточно высокие для того,

чтобы цирконий и радиоактивные элементы, имеющиеся в породе, высвобождались в расплав. По мере того, как породы охлаждались ниже своего температурного максимума, из расплава кристаллизовался новый циркон, а выделившиеся остаточные жидкости вызвали перекристаллизацию существующего древнего циркона.

Другой тип циркона имеет призматические или удлиненные зерна, в основном светлые прозрачные, иногда мутные бурые в проходящем свете, и неоднородную структуру в CL: некоторые зерна имеют ядра и каймы, другие зерна характеризуются «лоскутной» структурой. Измеренные значения возраста в реликтовых ядрах таких цирконов имеют возраст ~ 2.4 млрд лет, остальные возрасты сползают по конкордии к значениям возраста ~ 1.9 млрд лет вплоть до полного исчезновения в некоторых зернах свидетельств ранне-палеопротерозойского события. Молодой ~ 1.9 млрд лет циркон характеризуется значительным снижением концентраций Th и U и низкой величиной Th/U отношения (0.15 и ниже), с потерей тория вплоть до нулевых значений, низким содержанием P3Э ($\Sigma P3Э$ 73-89 ppm). P3Э спектр имеет положительную Ce и отрицательную Eu аномалии, характеризуется обогащением в области TP3Э ($L_{UN}/S_{MN} = 45-1845$, $L_{UN}/L_{AN}=10500-1170000$). К новообразованным палеопротерозойским каймам ранне-палеопротерозойского циркона приурочены выделения торий- и P3Э-обогащенных фаз (монацит, ториты, обогащенный торием карбонат). По-видимому, цирконы с возрастом ~ 2.45 млрд лет подверглись позднему воздействию флюидов и метасоматической переработке с разрушением высокоториевых ядер, с нарушением кристаллической структуры циркона, выделением торий- и свинец-содержащих фаз (монацит, ториты, обогащенный торием карбонат) и ростом новообразованных доменов с возрастом ~ 1.9 млрд лет.

Результаты датирования циркона в шлифах хорошо воспроизводят результаты датирования тех же проб в шашках [1] и дают дополнительную информацию для интерпретации процессов, инициирующих рост циркона.

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (0135-2019-0077).

Литература

[1] Dokukina, K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A., Dokukin P.A., Okina O.I., Van K.V., Yudin D.S., Travin A.V., Zaitsev A.V., Kosorukov V.L., Pozhilenko V.I., Golovanova T.I., 2021. Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia. *Precambrian Research* 361, 106260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106260>

[2] Brearley A.J., Rubie D.C. 1990. Effects of H₂O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz // *Journal of Petrology*, 31, 925-956.

Оценки времен протекания геологических событий по изотопным параметрам легких элементов: современное состояние и перспективы

Дубинина Е.О.

ИГЕМ РАН, Москва

В докладе освещены проблемы оценок характерных времен протекания некоторых геологических событий по изотопному составу легких элементов. Рассмотрены времена остывания гранитных тел и новые перспективы в их оценке, а также некоторые дополнительные примеры применения стабильных изотопов к оценке временных интервалов протекания древних и современных природных процессов.

Остывание гранитных тел рассматривается на примере молодых гранитов Эльджуртинского массива (Сев. Кавказ) и многофазного массива Раумид (Ю. Памир). Приводится теоретическое обоснование и практическое применение нового подхода к оценке термического режима остывания пород. Подход разработан в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН и основан на изотопном анализе единичных зерен кварца, извлекаемых из штучного образца. Теоретическая основа подхода - применение уравнения Додсона для детальных реконструкций термальной истории интрузивных тел. На примере конкретных образцов и объектов показана работоспособность уравнения Додсона, прилагаемого для описания поведения величин $\delta^{18}\text{O}$ кварца в гранитной системе.

Для гранитов Эльджуртинского массива, не испытывавшего наложенных термических событий после формирования, установлено, что его становление протекало, по меньшей мере, в два близких по времени этапа, когда вторая инъекция гранитного расплава поступила непосредственно вслед за первой, которая к данному моменту успела закристаллизоваться, но еще не успела существенно остыть. Для массива Раумид данный подход позволяет подтвердить сложную историю формирования, связанную с наложением тепловых полей разных фаз внедрения друг на друга.

В докладе будут рассмотрены подходы к оценке характерных времен процессов, протекающих в настоящее время. В качестве одного из примеров приводится обоснование применения синусоидальной модели к оценке времени пребывания континентального речного стока на Арктическом шельфе. С помощью модели проведены оценки времен пребывания речных плюмов Оби, Енисея, Лены и Колымы, которые представляют летний сток Евразийского континента.

Рассматриваются перспективы применения стабильных изотопов для оценки временных характеристик природных процессов.

Исследование выполнено по теме Госзадания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Литература

Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Носова А.А., Чижова Ю.Н., Борисовский С. Е., Жиличева О.М., Докучаев А.Я. Термальная история и флюидный режим становления Эльджуртинского массива биотитовых гранитов (Большой Кавказ): реконструкция на основе изотопных ($d^{18}O$, dD) и геохимических данных // Петрология 2024, Т. 32, No 5, с. 529-551. DOI: 10.31857/S0869590324050018

Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н., Коссова С.А., Ковальчук Е.В. Высокофракционированные граниты массива Раумид (Южный Памир): изотопное ($\delta^{18}O$) и геохимическое изучение. Петрология, 2023, Т.34, №4, 349–375

Dubiniina E.O., Chizhova Yu.N. Isotope ($\delta^{18}O$, δ^2H) Signature of River and Plume Waters: Residence Time of Summer Siberian River Runoff on the East Arctic Shelf. Polar Science (in press).

Неоархейский АМСГ-магматизм Олекминской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит)

**Ерофеева К.Г.¹, Самсонов А.В.¹, Сальникова Е.Б.², Котов А.Б.,
Ларионова Ю.О.¹, Степанова А.В.³, Караваева О.Е.¹**

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Анортозит-мангерит-чарнокит-гранитные ассоциации (АМСГ) известны в пределах большинства древних кратонов мира. В составе АМСГ выделяются близкие по возрасту, но не комагматичные анортозиты, мангериты, чарнокиты, гранитоиды (включая граниты рапакиви), габброиды, Fe-Ti базиты толеитовой серии и др. Внедрение массивов происходит спустя 150-200 млн лет после последнего орогенного события вблизи тектонического шва, а длительность формирования комплексов оценивается от 10 до 80 млн лет. Нередко устанавливается несколько магматических импульсов/фаз (например, Коростеньский плутон [Shumlyansky et al., 2021]). Основной пик АМСГ магматизма связан с гренвильским орогеническим событием. Менее распространены неоархейские АМСГ ассоциации, среди которых известны габбро-анортозит-гранитные комплексы кейвского террейна и комплементарные им базитовые дайковые рои Мурманского кратона с возрастом 2.65-2.68 млрд лет [Balagansky et al., 2021; Самсонов и др., 2022], и анортозит-мангерит-чарнокитовые массивы каларского

комплекса (Сибирский кратон) с возрастом 2.61-2.63 млрд лет [Сальникова и др., 2004; Ларин и др. 2006]. В докладе будут представлены первые результаты реперного U-Pb датирования циркона из метабазитовых даек и гранитоидного массива Токкинского фрагмента, неoarхейская оценка возраста которых ранее была получена U-Th-Pb методом LA-ICP-MS по циркону [Erofeeva et al., 2025].

Токкинский фрагмент Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (ТХ ЗКП) расположен в центральной части Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) Алданского щита. В его пределах скважинами вскрыты неoarхейские дайки и силлоподобные тела основного состава и массив милонитизированных гранитоидов.

Среди метабазитовых интрузивов резко преобладают дайки ферродолеритового состава. По геохимии ферродолериты относятся к толеитовой серии, имеют умеренные вариации Mg# и высокие содержания TiO₂, Fe₂O₃, MnO, Zr, Nb, V. Для ферродолеритов разных даек, опробованных в разных частях Токкинского фрагмента, характерны очень однородные умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ, отрицательные аномалии Nb и Sr, и положительная - Ti. Циркон из ферродолеритов формирует бесцветные короткопризматические кристаллы размером до 30 мкм с сохранными ребрами и гранями без видимых следов резорбции. На катодолюминесцентных изображениях все зерна обладают осцилляторной зональностью. Для 17 точек изотопного состава получен конкордантный возраст 2625±5 млн лет (MSWD=0.64). По большинству характеристик ферродолериты отвечают магмам OIB-типа, отличаясь отрицательными Nb аномалиями и умеренно радиогенным изотопным составом Nd (ϵ Nd(2.62) -0.4 - +1.3). Образование расплавов с такими характеристиками могло происходить при гранат-равновесном плавлении мантийного источника с добавкой древней метасоматизированной литосферы.

Дайки высокоглиноземистых долеритов распространены в центральной части ТХ ЗКП. По геохимии это умеренно магниезиальные высокоглиноземистые породы, имеющие низкие содержания TiO₂, Fe₂O₃, MnO, Zr, Nb, Cr, V, с умеренно фракционированными спектрами распределения РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ, со слабо проявленной положительной аномалией Sr. Циркон из габбро-пегматитов формирует бесцветные бледно-розовые зерна с осцилляторной зональностью. Точки изотопного состава циркона расположены на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2609±4 млн лет (MSWD=0.7). Зарождение базитовых расплавов, вероятно, происходило выше поля устойчивости граната (выше 60 км) при плавлении метасоматизированной литосферы, на что указывает низкорadiогенный изотопный состав Nd в породах (ϵ Nd(2.61) от -2.5 до +0.1).

Милонитизированные гранитоиды, вскрытые в наиболее глубоких частях разреза сохраняют реликты исходных не деформированных порфировых структур. Гранитоиды обогащены K_2O , и имеют высокие содержания TiO_2 , Pb, Zr, Y, Nb, что делает их близкими гранитам рапакиви. Циркон в порфировых гранитах формирует бледно розовые бесцветные идиоморфные кристаллы короткопризматической формы с однородным внутренним строением, реже с осцилляторной зональностью. Точки изотопного состава циркона (U-Pb, ID-TIMS) расположены на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2655.1 ± 5.8 млн лет (MSWD=1.6). Низкоррадиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon Nd(2.65) = -2.1 - -1.2$) и геохимические характеристики указывает на зарождение гранитных расплавов при плавлении средней (?) коры.

Близкие оценки возраста, полученные для изученных пород, обладающих сходными геохимическими и изотопными характеристиками, позволяют рассматривать их в составе единой неорархейской каларской AMCG ассоциации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-77-01068.

Литература

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) - древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 1-20.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тетоническое положение // Страт. Геол. коррел. 2004. Т. 12. № 3. С. 3-11.

Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., и др. Мафические дайки 2.68 млрд лет в Мурманском кратоне: часть неорархейской крупной магматической провинции AMCG-типа на севере Фенноскандии // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы конференции. - Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2022. С. 88-90.

Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., et al. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. V. 380-381. 105899.

Erofeeva K.G., Samsonov A.V., Larionova Yu.O., et al. Tokko section as a deeply eroded part of the Mesoproterozoic Tokko-Khani greenstone belt, the west Aldan shield, Siberian craton // Precam. Res. 2025. V. 418. 107696.

Shumlyansky L., Franz G., Glynn S., et al. Geochronology of granites of the western Korosten AMCG complex (Ukrainian Shield): implications for the emplacement history and origin of miarolitic pegmatites // Eur. J. Mineral. 2021. V. 33. P. 703-716.

U-Pb (LA-ICP-MS) датирование циркона после термического восстановления и химической абразии

**Ефремова У.С., Иванов А.В., Гладкочуб Е.А., Донская Т.В.,
Сукнева М.О., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В.**

ИЗК СО РАН, Иркутск

Зерна циркона с высокими содержаниями U и Th подвержены автооблучению при радиоактивном распаде, что влечет за собой нарушение кристаллической структуры минерала и ее метамиктизацию. Геохронологические исследования таких зерен локальными методами датирования, в особенности методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS), вызывает трудности, поскольку при достаточно большой выборке анализируемых зерен, абсолютное большинство точек может не ложиться на конкордию и не образовывать единую линию регрессии. Отклонение от конкордии может быть вызвано двумя причинами: (1) природной, связанной с потерями радиогенного свинца и, что реже, урана или вхождением в нарушенную структуру циркона обыкновенного свинца; (2) аналитической, вызванной несоответствием матрицы первичного стандарта и анализируемого циркона неизвестного возраста. В термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) вторая из перечисленных проблем отсутствует, а для получения наиболее точных данных, исправляющих первую проблему, используется химическая абразия циркона, которая включает высокотемпературный отжиг и последующее частичное растворение метамиктных областей зерна [Mattinson, 2005]. Было показано, что метод химической абразии также улучшает качество данных и при датировании методом LA-ICP-MS [Crowley et al., 2014]. При этом, в отличие от метода TIMS, где перед анализом зерно циркона полностью растворяется кислотой, включение трудоемкой процедуры химической абразии, на первый взгляд выглядит избыточным, поскольку лазер позволяет избегать полностью метамиктных участков, фокусируясь на участках с восстановленной структурой. Целью данной работы является рассмотреть детально, что происходит со структурой полностью или частично метамиктного циркона при его высокотемпературном отжиге и улучшает ли процедура последующего химического травления данные LA-ICP-MS. В качестве объекта исследований выбран циркон с высокой степенью метамиктности из гранатсодержащего гнейса (образец 1993) фундамента Сибирской платформы. Образец отобран из керна Даниловской скважины в пределах центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Циркон из гранатсодержащего гнейса

представлен субидиоморфными зернами или обломками зерен, как правило, желтоватого или коричневого цвета, часто замутненными, непрозрачными, трещиноватыми, размером от 150 до 250 мкм. Изучение типоморфных особенностей циркона на основе изображений, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA-3 в режиме катодolumинесценции, в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск), показало, что в большинстве зерен не просматриваются особенности внутренней структуры или наблюдается ее нарушение, лишь в единичных зернах циркона сохранились следы осцилляторной зональности.

На первом этапе были проведены U-Pb геохронологические исследования 122 зерен циркона методом LA-ICP-MS в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II. Лазерная абляция проводилась пучком лазера диаметром 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с - фон, 40 с - накопление сигнала, 60 с - продувка перед следующим циклом. Для калибровки использовался стандартный циркон Plešovice. Цирконовые стандарты 91500 и GJ-1 использовались для контроля качества данных. Обработка выполненных измерений проводилась в программах Lolite 4.x, Dezirteer и IsoplotR.

Зерна первой выборки не были подвержены каким-либо манипуляциям. Полученные результаты позволили установить, что содержания урана в исследуемых образцах варьируются от 88 до 9822 г/т при среднем значении 1538 г/т. Расчет альфа-дозы в анализируемых зернах показал, что в 7 зернах обнаруживаются значения альфа-дозы от 7.76×10^{17} до 2.44×10^{18} α -распадов/г, что согласно [Murakami et al, 1991] указывает на то, что структура этих зерен повреждена незначительно. Значения альфа-дозы в интервале от 3.39×10^{18} до 8.02×10^{18} α -распадов/г характерны для 40 исследуемых зерен, свидетельствуя о появлении аморфной фракции. Для остальных 75 зерен циркона характерны значения альфа-дозы от 8.19×10^{18} до 6.35×10^{19} α -распадов/г, что говорит о полностью аморфной структуре зерен циркона. Лишь для 17 зерен циркона были получены значения возраста, дискордантность которых не превышала 10 %, что составляет 14 % от общего количества проанализированных зерен.

Вторая выборка состояла из 257 зерен циркона, которые были подвержены обжигу в муфельной печи при температуре 850 °C в течение 48 часов [Mattinson, 2005]. Последующий U-Pb анализ методом LA-ICP-MS показал, что для 56 зерен циркона были получены значения возраста с дискордантностью, не превышающей 10 %, что составляет 22 % от общей выборки.

Третья выборка состояла из 309 зерен циркона, которые были подвержены обжигу при температуре 850 °С в течение 48 часов, затем травлению в смеси кислот 50 % HF и 8N HNO₃ при температуре 180 °С в течение 4 часов [McKanna et al., 2023] и последующего выщелачивания в 3N HCl при температуре 160 °С в течение 12 часов [Mattinson, 2005]. U-Pb анализ этих зерен показал, что 62 зерна имеют значения возраста, не превышающие дискордантности в 10 %, что составляет 20 % от общего количества проанализированных зерен.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: (1) использование высокотемпературного отжига зерен циркона перед проведением геохронологических исследований методом LA-ICP-MS позволяет увеличить количество пригодных для анализа зерен (или областей зерна) в 1.5 раза, а при работе с менее метамиктными зернами циркона, вероятно, еще выше, (2) проведение процедуры кислотного травления и последующего выщелачивания не показало улучшений в сравнении с высокотемпературным отжигом, что позволяет говорить о том, что столь трудоемкая процедура не обязательна при датировании локальными методами анализа.

Исследование выполнено по гранту РФФ 25-77-30006.

Литература

Crowley Q.G., Heron K., Riggs N., Kamber B., Chew D., McConnell B., Benn K., 2014. Chemical abrasion applied to LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology // *Minerals*, v. 4, № 2, p. 503-518.

Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion («CA-TIMS») method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages // *Chemical Geology*, v. 220, p. 47-66.

McKanna A.J., Koran I., Schoene B., Ketcham R.A., 2023. Chemical abrasion: the mechanics of zircon dissolution // *Geochronology*, v. 5, p. 127-151.

Murakami T., Chakoumakos B.C., Ewing R.C., Lumpkin G.R., Weber W. J., 1991. Alpha-decay event damage in zircon // *Amer. Mineral*, v. 76, p. 1510-1532.

Следы верхнеордовикского (хирнантского) оледенения в отложениях пошехонской свиты Московской синеклизы (по данным изотопов C, O, Sr)

Зайцев А.В., Буякайте М.И., Покровский Б.Г.

ГИН РАН, Москва

Ордовикский период характеризуется высоким уровнем моря и широким распространением морских отложений. Конец ордовикского периода (хирнантский век) характеризуется глобальным похолоданием и оледенением, что привело к одному из крупнейших массовых

вымираний морской биоты (Harper et al., 2014). Это событие отмечено глобальной положительной аномалией изотопов углерода, когда значения $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных карбонатных породах и в органическом веществе увеличились на 4-5 ‰ (Hirnantian Isotopic Curve Excursion, HICE). Плохая сохранность хирнантских отложений в мелководно-морских бассейнах, где чаще всего им соответствует стратиграфический перерыв и палеобиогеографический провинциализм фауны вызывают значительные затруднения при их глобальной биостратиграфической корреляции.

Хирнантское изотопно-углеродное событие (HICE) выявлено во многих регионах Земного шара: в Северной Америке, Шотландии, Китае, в Прибалтике и Скандинавии и др. (Bergström et al, 2006; 2014; Chen et al, 2006). На территории России хирнантские отложения достоверно установлены на Северо-Востоке России (Kaljo et al., 2012), на Северном и Южном Урале (Антошкина, Шмелева, 2018; Yakupov et al., 2018), в Горном Алтае (Sennikov et al., 2015). На территории Русской плиты отложения хирнантского возраста зафиксированы в Южной Прибалтике (Kaljo et al., 2008). Здесь им соответствует положительный углеродно-изотопный экскурс с амплитудой до 6 ‰. В более северных районах Русской плиты среднему-верхнему катию, а также хирнантскому ярусу соответствует стратиграфический перерыв, часто охватывающий стратиграфический интервал до нижнего лландовери (Kaljo et al., 2008).

Впервые событие HICE нами установлено в центральной части Русской плиты (территория Московской синеклизы, показана крупным пунктиром на рис. 1а), которая отвечает наиболее глубоководной части ордовикского палеобассейна (мелкий пунктир, темно-серая заливка на рис. 1а) в разрезе опорной скважины Любим-1О (рис. 1а), в нижней части пошехонской свиты (инт. 1724.6 - 1744.6 м), которая до настоящего времени имеет дискуссионный возраст и условно относится к верхнему ордовику - нижнему силуру (Решения..., 1987). В целом, для пород свиты разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ колеблется в пределах от -2.6 до 5.7 ‰. Максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$, 4.9 и 5.7 ‰ зафиксированы в двух нижних пробах, представленных желтовато-бежеватыми мелкозернистыми доломитами, сформированными по органогенно-обломочному известняку. Этим же пробам отвечают максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$, -0.1 и 1.6 ‰, соответственно. Синхронное увеличение значения $\delta^{18}\text{O}$ в морских карбонатах является характерным для хирнантского события и обычно интерпретируется как свидетельство начала оледенения и роста континентального ледового щита (Kump, 2003).

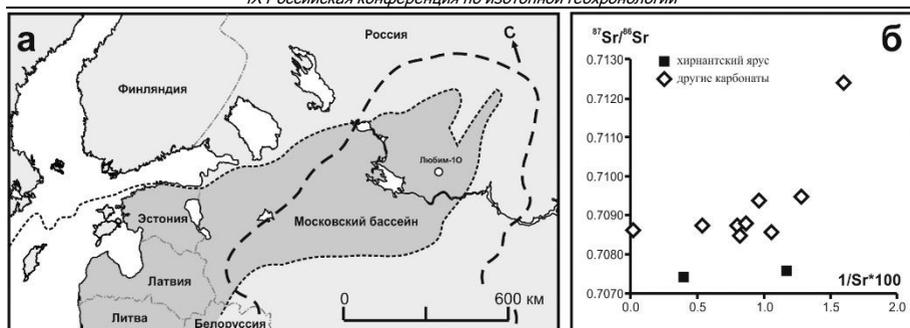


Рисунок 1. а - схема распространения ордовикских отложений на Русской плите и расположение скважины Любим-10. б - диаграмма, показывающая зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величины обратной концентрации стронция в пробах.

Кроме углеродно-изотопных событий для датирования ордовикских отложений высоким потенциалом обладает Sr-изотопная стратиграфия. Установлено, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ордовикском океане заметно уменьшалось от ~ 0.7090 - 0.7092 в тремадокском веке до 0.7078 - 0.7080 в катийском и хирнантском веках, с резким перегибом на рубеже среднего и верхнего ордовика (Saltzman et al., 2014). Причины этого тренда в настоящее время недостаточно ясны, в частности он может быть связан с вулканическими и климатическими событиями (Young et al., 2009). Содержание стронция в изученных пробах в основном колеблется в пределах 62.5 - 252.5 ppm, достигая значения 4710.0 ppm в основании пошехонской свиты. В этой же пробе фиксируется максимальное значение $\delta^{13}\text{C} = 5.7$ ‰ и минимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70740$, что значительно ниже, чем в образцах нижнего-среднего ордовика. На рис. 1б видно, что полученные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для проб из карбонатов хирнантского возраста имеют значительно более низкие значения, чем в остальных пробах, их абсолютные значения (0.70756 и 0.70740) даже несколько ниже, чем полученные по другим регионам (Qing et al., 1998; Saltzman et al., 2014). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пород нижнего-среднего ордовика также хорошо согласуются с ранее опубликованными данными и, в целом, соответствуют принимаемому стратиграфическому расчленению разреза скважины. Также следует отметить отсутствие зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величины обратной концентрации стронция в пробах (рис. 1б), что является свидетельством незначительного его разбавления терригенным стронцием.

Приведенные выше новые данные по геохимии изотопов C, O и Sr из разреза опорной скважины Любим-10 являются уверенным свидетельством верхнеордовикского хирнантского возраста нижней части пошехонской свиты в изученном разрезе. Полученные результаты показывают хорошую взаимную согласованность, что является свидетельством незначительных вторичных преобразований

изотопного состава изученных пород. В дальнейшем эти данные могут быть использованы для региональных и межрегиональных палеогеографических построений и при разработке стратиграфических шкал нового поколения.

Работа выполнена за счет средств госбюджета в соответствии с госзаданием ГИН РАН.

Литература

- Антошкина А.И., Шмелева Л.А. (2018) // Литосфера. 18(4). С. 543-565.
- Решения межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы. 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 115 с.
- Bergström S.M., Eriksson M.E., Young S.A. et al. (2014) // GFF. 136. P. 355-386.
- Bergström S.M., Saltzman M.M., Schmitz B. (2006) // Geol. Magazine. 43(5). P. 657-678.
- Chen X., Rong J.Y., Fan J.X. et al. (2006) // Episodes. 29. P. 183-196.
- Harper D.A.T., Hammarlund E.U., Rasmussen C.M.Ø. (2014) // Gondwana Research. 25(4). P. 1294-1307.
- Kaljo D., Hints L., Männik P., Nölvak J. (2008) // Eston. J. Earth Sci. 57(6). P. 197-218.
- Kaljo D., Männik P., Martma T. et al. (2012) // Eston. J. Earth Sci. 61(4). P. 277-294.
- Kump, L.R. (2003) // Treatise on Geochemistry. 7(7.14). P. 351-367.
- Qing H., Barnes C.R., Buhl D. et al. (1998) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 62(10). P. 1721-1733.
- Saltzman, M.R., Edwards, C.T., Leslie, S.A., et al. (2014) // Geol. Soc. Am. Bull. 126. P. 1551-1568.
- Sennikov N.V., Ainsaar L., Meidla T. (2015) // Eston. J. Earth Sci. 64(3). P. 225-232.
- Yakupov R.R., Mavrinskaya T.M., Smoleva I.V. (2018) // Dokl. Earth Sci. 478. P. 199-203.
- Young S.A., Saltzman M.R., Foland K.A. et al. (2009) // Geology. 37. P. 951-954.

Российский межлабораторный опыт U-Pb локального датирования образца циркона с известным возрастом

**Иванов А.В.¹, Брянский Н.В.¹, Ефремова У.С.¹, Gladkochub E.A.¹,
Каримов А.А.¹, Михеева Е.А.¹, Демонтерова Е.И.¹, Дубенский А.С.²,
Ерофеева К.Г.², Хубанов В.Б.³, Семенова Д.В.⁴, Карпов А.В.⁴, Родионов
Н.В.⁵, Давыдов В.Г.⁵, Ларионов А.Н.⁵, Вотяков С.Л.⁶, Червяковская
М.В.⁶, Червяковский В.С.⁶, Панкрушина Е.А.⁶, Мандрыгина Д.А.⁶,
Куликова А.В.⁷, Миннебаев К.Р.⁷, Жанг Л.-Л.⁸**

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ГИН РАН, Москва; ³ГИН СО РАН, Улан-Удэ;
⁴ИГМ СО РАН, Новосибирск; ⁵Институт Карпинского, Санкт-Петербург;
⁶ИГГ УРО РАН, Екатеринбург; ⁷КФУ, Казань; ⁸КУГ, Пекин

К минералам-стандартам для U-Pb датирования локальными методами анализа предъявляются основные требования - для них надежно установлен возраст, они являются однородными и доступны в достаточном количестве для повторного анализа. Такие стандарты

выполняют две функции: (1) относительно выбранного первичного стандарта рассчитывается возраст неизвестных образцов, (2) как вторичные стандарты они используются для оценки правильности анализа и сравнения результатов между различными лабораториями. Создание геохронологических стандартных образцов и проведение их межлабораторного тестирования российскими лабораториями является актуальной задачей по ряду причин: (1) необходимо расширять базу стандартных природных образцов, т.к. их количество весьма ограничено и со временем уменьшается; (2) в текущих условиях изоляции российской науки необходимо использовать собственные ресурсы и создавать независимую базу стандартных образцов.

В ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН предложен геохронологический стандарт U-Pb возраста - циркон Bai-1-2023. Зерна этого циркона находятся в большом количестве в песке уникального комплекса заливов оз. Байкал, объединенных названием «Бухта Песчаная». Эти песчаные пляжи сформированы в результате разрушения гранитов рапакиви Приморского комплекса. Циркон из гранитов имеет возраст ID-TIMS 1859 ± 16 млн лет (Донская и др., 2003) при среднем содержании U ~ 120 мкг/г. Тестовый анализ этого циркона методом LA-ICP-MS в ИЗК СО РАН показал, что подавляющее количество зерен показывает конкордантные значения возраста в согласии с ID-TIMS датировкой, несмотря на наличие включений и частичную метамиктность. Зерна циркона другой возрастной популяции в песке различных пляжей комплекса «Бухта Песчаная» не обнаружены.

Приблизительно по 100 зерен циркона передано в геохронологические лаборатории ГИН РАН (Москва), ГИН СО РАН (Улан-Удэ), ИГМ СО РАН (Новосибирск); Институт Карпинского (Санкт-Петербург), ИГиГ УРО РАН (Екатеринбург) и КФУ (Казань). Все эти лаборатории использовали метод LA-ICP-MS, а в Центре изотопных исследований (ЦИИ) Института Карпинского (Санкт-Петербург) использовался также SIMS SHRIMP.

В таблице приведены значения возраста, полученные этими лабораториями. Каждая из лабораторий использовала собственные подходы для выбора областей, подходящих для анализа, с использованием оптической и/или электронной микроскопии с или без катодолюминисценции. В ИГГ УРО РАН и ИЗК СО РАН дополнительно выполнено исследование спектров комбинационного рассеяния света для оценки значений дозы автооблучения. Из таблицы видно, что все лаборатории показали значения возраста в пределах погрешности референтного значения. Среднее значение возраста по данным российских лабораторий составляет 1861.7 ± 12.2 млн лет. Относительно этого среднего результаты всех лабораторий по z-критерию Фишера являются удовлетворительными ($-2 < z < +2$) (ISO/IEC 17043:2023).

Для стороннего теста образец циркона Bai-1-2023 был предоставлен в Государственную ключевую лабораторию геологических процессов Института наук о Земле Китайского университета геонаук (КУГ), Пекин. Было измерено 30 зерен, для 27 из которых среднее значение возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению составило 1865.9 ± 8.5 млн лет, в согласии с данными других лабораторий (Таблица).

Таблица. Результаты датирования циркона Bai-1-2023. Референтное значение возраста 1859 ± 16 млн лет (Донская и др., 2003).

Институт	Метод	Первичный стандарт, изотопное отношение для расчета возраста, программа редукции данных	Возраст, погрешность (млн лет, 2σ)	Z
ИЗК СО РАН	LA-ICP-MS	91500, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, lolite	1866.5 ± 5.4	+0.8
ГИН РАН	LA-ICP-MS	91500, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Glitter	1859.1 ± 12.7	-0.4
ГИН СО РАН	LA-ICP-MS	91500, возраст конкордии, Glitter	1861.8 ± 4.0	0.0
ИГМ СО РАН	LA-ICP-MS	Plesovice, возраст конкордии, Glitter	1858.5 ± 4.8	-0.5
ИГиГ УРО РАН	LA-ICP-MS	GJ1, возраст конкордии, Glitter	1871 ± 8	+1.5
КФУ	LA-ICP-MS	Plesovice, возраст конкордии, lolite	1863.5 ± 4.5	-0.3
ЦИИ, Институт Карпинского	LA-ICP-MS	M257, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, оригинальная программа	1862.7 ± 2.2	-0.2
	SHRIMP	Temora-2, возраст конкордии, Squid	1850.2 ± 4.5	-1.9
Среднее			1861.7 ± 12.2	
КУГ	LA-ICP-MS	91500, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, lolite	1865.9 ± 8.5	

Дополнительно в ГИН РАН, ГИН СО РАН, ИГиГ УРО РАН и в Институте Карпинского в цирконе Bai-1-2023 определялись концентрации следовых элементов, а в ИГиГ УРО РАН - еще изотопные отношения Hf.

В качестве выводов данной работы следует отметить следующее: (1) циркон Bai-1-2023 является перспективным с точки зрения его использования в качестве, как минимум, геохронологического стандарта, (2) первый опыт межлабораторного тестирования российских лабораторий, использующих локальные методы анализа, оказался успешным, (3) результаты по определению концентраций элементов и изотопных отношений Hf требуют отдельного рассмотрения.

Работа выполнена по гранту РНФ 25-77-30006.

Литература

Донская Т.В., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т.44(10). С. 1006-1016.

ISO/IEC 17043:2023

Раннепротерозойский возраст щелочного массива Репоярви, Балтийский щит: результаты U-Pb датирования апатита

Иванов А.В.¹, Малышев С.В.², Алфимова Н.А.^{2,3}, Матреничев А.В.⁴,
Семенова Л.П.¹, Брянский Н.В.¹, Каримов А.А.¹, Гладкочуб Е.А.¹,
Саватенков В.М.³

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ИНоЗ СПбГУ, Санкт-Петербург; ³ИГГД РАН,
Санкт-Петербург; ⁴ООО "НН Технические Сервисы", Санкт-Петербург

В 2016 году на Балтийском щите в ходе российского государственного геологического картирования масштаба 1:200000 под руководством одного из авторов (М.А.В.) был открыт щелочной магматический массив Репоярви, занимающий площадь около 1 км². Массив расположен в раме позднеархейских пород. В пределах массива выявлены биотит-пироксен-апатит-полевошпатовые лампрофиры и щелочные сиениты. Учитывая, что этот массив расположен в районе Кольской щелочной магматической провинции, по аналогии он первоначально считался девонским. Однако, анализ минералов в Rb-Sr изотопной системе показал, что его возраст может быть существенно древнее. Rb-Sr изотопная система нарушена, что не позволило установить истинный возраст массива. Из подходящих минералов для U-Pb датирования в породах массива Репоярви в изобилии встречается апатит. Таким образом, в задачу данного исследования входило датирование апатита U-Pb методом с использованием масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСПМС). Учитывая, что апатит содержит значительное количество обыкновенного свинца, стояла также методическая задача по технической обработке метода датирования.

Датирование при помощи ЛА-ИСПМС было осуществлено в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск) (Иванов и др., 2022). Использовался эксимерный лазер Analyte Excite с длиной волны 193 нм с ячейкой двойного объема HeIEx II, присоединенной к кадрупольному масс-спектрометру Agilent 7900. Абляция осуществлялась в потоке гелия, который смешивался с аргоном в Т-образной трубке оригинальной конструкции. Использовалось пятно лазера 50 мкм. Масс-дискриминация оценивалась по данным анализа стекла NIST-610, для которого известны значения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (Stern et al., 2003).

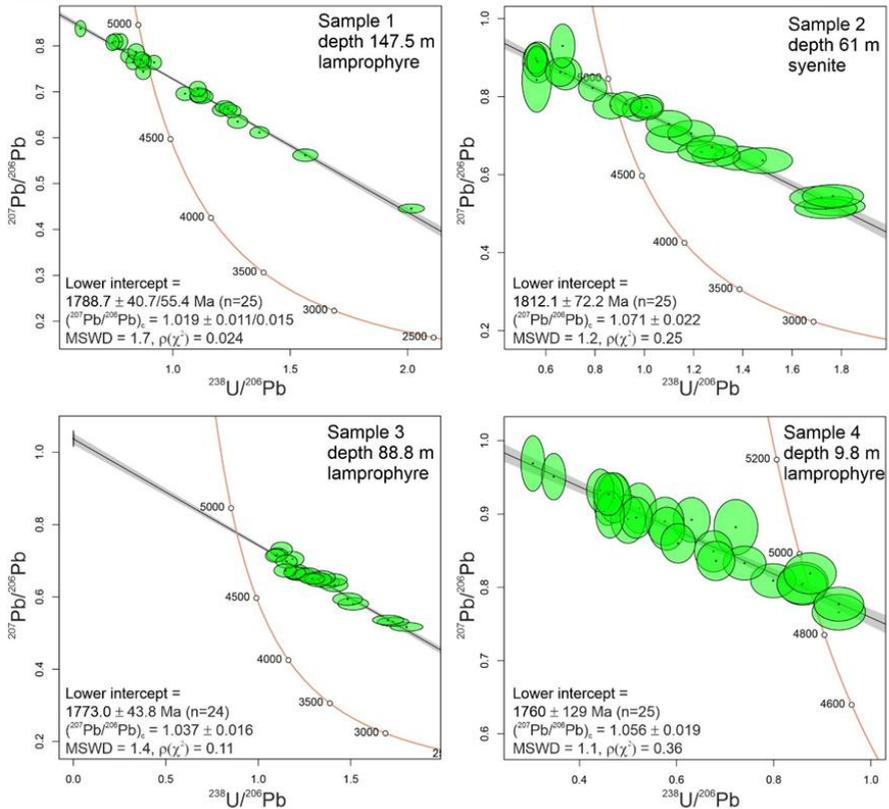


Рисунок 1. U-Pb данные датирования массива Репоярви. Значения возраста, $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$, а также неопределенности приведены в виде $x \pm y/z$, где x максимально вероятная оценка возраста или изотопного состава обыкновенного свинца по алгоритму (Ludwig, 1998), y - 2σ аналитическая неопределенность x , z - аналитическая неопределенность x с учетом избыточного разброса значений относительно линии регрессии (Vermeesch, 2018).

Величина U/Pb масс-фракционирования рассчитывалась по данным анализа апатита Мак-Клур с известным возрастом (Schoene, Bowring, 2006). Правильность анализа проверялась по образцам апатита с известным возрастом, находящимся в интервале от ~ 480 до 85 млн лет. Для датирования массива Репоярви был выделен апатит из четырех образцов, три из которых относятся к лампрофирам, а один - к щелочным сиенитам. Образцы взяты из керна скважины с глубин от 9.8 до 147.5 м. Результаты U-Pb датирования представлены на рисунке 1. Четыре индивидуальных образца апатита из Репоярви дали значения возраста 1788.7 ± 55.4 млн лет, 1812.1 ± 2.2 млн лет, 1773.0 ± 43.8 млн лет и 1760 ± 129.0 млн лет, которые неотличимы друг от друга в пределах

аналитических неопределенностей. Возраст четырех датированных образцов не меняется в зависимости от глубины отбора проб, что позволяет предположить, что с точки зрения точности U-Pb апатитовой геохронологии, внедрение различных порций магмы и/или ее дифференциация одновременно. Среднее значение четырех возрастов составляет 1784 ± 30 млн лет. В докладе будет показано, что щелочные породы аналогичного химического состава и возраста встречаются и в других местах Балтийского щита, что позволяет выделить раннепротерозойскую щелочную провинцию, частично перекрывающуюся по области распространения с девонской Кольской щелочной провинцией.

Литература

Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Ревенко А.Г., Шарыгин И.С., Козырева Е.А., Алексеев С.В. История и современное состояние аналитических исследований в Институте земной коры СО РАН: Центр коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, №2. 0582.

Stern R.A., Amelin, Y. Assessment of errors in SIMS zircon U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass // Chemical Geology. 2003. V. 197. P. 111-142.

Schoene B., Bowring, S.A. U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ standard MMhb // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 615-630.

Ludwig K.R. On the treatment of concordant uranium-lead ages // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. P. 665-676.

Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479-1493.

Возрастные рубежи формирования гранитов и редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса

**Иванова А.А.¹, Сальникова Е.Б.¹, Котов А.Б.¹, Кузнецова Л.Г.²,
Плоткина Ю.В.¹, Левицкий И.В.²**

¹ИИГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИГХ СО РАН, Иркутск

Вопрос о пространственно-временных и генетических взаимоотношениях гранитов с ассоциирующими пегматитами долгие годы остается дискуссионным. Не всегда представляется возможным однозначно установить пространственную и генетическую связь редкометалльных пегматитов с их «материнскими» гранитами, особенно эта проблема актуальна для докембрийских редкометалльных пегматитов. Отсутствие достоверных оценок возраста затрудняет корреляцию событий, с которыми связано редкометалльное рудообразование.

В данной работе приведены результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологических исследований тантало-ниобатов и циркона из четырех пегматитовых полей Восточно-Саянского редкометального пояса. На примере Александровского, Вишняковского, Гольцового и Бельского рудных полей установлен значительный временной интервал между формированием гранитных массивов саянского комплекса и пространственно ассоциирующих с ними редкометальных пегматитов. Геохронологические исследования включали серию экспериментов, направленных на модификацию методических подходов [Иванова и др., 2021; Legros et al., 2019] с предварительным высокотемпературным отжигом и кислотной обработкой.

Восточно-Саянский редкометальный пояс расположен на юго-западе Сибирского кратона. В юго-восточной его части в пределах Урикско-Ийского грабена развиты высокобарические сподуменовые пегматиты (3-5 кбар) Li, Ta-Sn-Li и Ta-Cs-Li редкометальной специализации (Гольцовое, Бельское поля), а на северо-западе в Елашском грабене - относительно низкобарические (2.0-3.5 кбар) сподумен-петалитовые пегматиты P-Ta-Li и Ta-Cs-Li специализации (Вишняковское, Александровское поля) [Макагон, Шмакин, 1988; Гранитные пегматиты. Т. 2, 1997]. В пределах пегматитовых полей локализованы также массивы гранитоидов.

Для Вишняковского месторождения известны оценки возраста пегматитов 1835 ± 35 (U-Pb метод по касситериту, [Neymark et al., 2021]) и 1838 ± 3 (U-Pb метод по танталиту, [Сальникова и др., 2011]) млн лет. В непосредственной близости от месторождения закартирован массив амфибол-биотитовых гранодиоритов саянского магматического комплекса. Возраст циркона из этих гранитоидов оценивается в 1879 ± 1 млн лет (СКВО=0.16, ниже пересечение дискордии с конкордией равно нулю).

Для пегматитов Александровского поля получено три близких оценки возраста для когенетичных минералов одной пегматитовой жилы. Существенно метамиктизированный циркон из альбит-кварц-лепидолитового пегматита на границе с кварцевым ядром жилы имеет конкордантный возраст 1810 ± 5 млн лет (СКВО=0.005, вероятность 0.94). Возраст колумбита из кварцевого ядра соответствует 1825 ± 3 млн лет (СКВО=0.34, ниже пересечение дискордии с конкордией практически равно нулю). Конкордантный возраст колумбита-танталита из метасоматита из экзоконтактной кварц-слюдяной зоны интенсивного изменения вмещающих амфиболитов оценивается в 1817 ± 5 млн лет (СКВО=0.001, вероятность 0.97). В пределах Александровского поля задокументированы выходы массива крупнозернистых биотитовых лейкогранитов. Выделенный из этих пород циркон имеет возраст 1879 ± 1 млн лет (СКВО=0.82, ниже пересечение дискордии с конкордией равно нулю).

Для зональной кварц-альбит-микроклин-мусковитовой пегматитовой жилы без видимого сподумена из Бельского рудного поля в качестве минерала-геохронометра был выбран тапиолит, приуроченный к границе кварцевого ядра жилы. Точки изотопного состава тапиолита аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует 1799 ± 2 млн лет ($СКВО=0.015$, нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю).

В пределах Гольцового поля изучены пегматиты со сподуменом из жилы в центральной части поля, а также два выхода гранитоидов на южном фланге поля. Наиболее распространены сподумен-микроклин-кварц-плагиоклазовые пегматиты, а также мелко-тонкозернистые мусковит-амблигонит-кварц-плагиоклазовые пегматиты с линзовидно-полосчатой текстурой, для колумбита из которых получена предварительная оценка возраста 1810 млн лет. Гольцовое месторождение расположено около северного фланга Зимовнинского массива гранитоидов. Для циркона из среднезернистого биотит-амфиболового гранодиорита главной фазы этого массива получена оценка возраста 1866 ± 2 млн лет ($СКВО=0.29$, нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю). На юго-западном фланге Гольцового месторождения вблизи контакта с Зимовнинским массивом расположен небольшой шток мелкозернистых биотит-амфиболовых гранитов, сильно разгнейсованных и прорванных жилами сподуменовых пегматитов. Для циркона из этих гранитов получена оценка возраста 1870 ± 2 млн лет ($СКВО=0.048$, нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю).

Проведенные U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологические исследования указывают на существование интервала в 40-80 млн лет между этапом формирования массивов гранитоидов и процессом пегматитообразования. Полученные новые геохронологические данные свидетельствуют о том, что редкометальные пегматиты Восточно-Саянского пояса существенно моложе считавшихся «материнскими» для них гранитоидов и, вероятно, сформировались в результате самостоятельного более позднего магматического события 1.80-1.83 млрд лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ № 24-77-00056. Исследования проведены на оборудовании ЦКП «АИРИЗ» (ИГГД РАН, Санкт-Петербург).

Литература

Legros H., Mercadier J., Villeneuve J., Romer R.L., Deloule E., Lichtervelde M.V., Dewaele S., Lach P., Che X., Wang R., Zhu Z., Gloaguen E., Melleton J. U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite minerals: Development of reference materials and in situ applications by ion microprobe // *Chemical Geology*. 2019. V. 512. P. 69-84.

Neymark, L.A.; Larin, A.M.; Moscati, R.J. Pb-Pb and U-Pb Dating of Cassiterite by In Situ LA-ICPMS: Examples Spanning ~1.85 Ga to ~100 Ma in Russia and Implications for Dating Proterozoic to Phanerozoic Tin Deposits. *Minerals* 2021, 11, 1166.

Гранитные пегматиты. Т. 2 Редкометалльные пегматиты (ред. Шмакин Б.М.) // Новосибирск: Наука, Сиб. Предприятие РАН, 1997. 285 с.

Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Сырицо Л.Ф., Бочаров В.Н. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 656-667.

Макагон В.М., Шмакин Б.М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука. 1988.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ткачев А.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. О возрасте Вишняковского месторождения редкометалльных пегматитов (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований манганотантала // ДАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 72-76.

Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного иттербиевого лазера: методические аспекты

**Иванова Е.С.¹, Якубович О.В.^{1,2}, Адамская Е.В.¹, Соколова Л.А.^{1,2},
Васильева Н.А.^{1,2}, Аносова М.О.³**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПбГУ, Санкт-Петербург; ³ГЕОХИ РАН, Москва

Экстракция радиогенного гелия из минералов с помощью лазерного нагрева является распространенным методическим подходом. Такая техника обеспечивает более низкий фон измерений и повышает скорость получения аналитических данных.

В данной работе на примере международного стандарта - апатита Дуранго (31 ± 1 млн лет; (Farley, 2002)) - представлены возможности новой, разработанной в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, высоковакуумной лазерной ячейки на основе оптоволоконного иттербиевого лазера (Гороховский и др., 2005).

Для проведения серии экспериментов единичные зерна апатита Дуранго (~100 мкм) были упакована в конверты из танталовой фольги ($n=10$), либо были запаяны в кварцевую ампулу ($n=7$) и завернуты в тантал для обеспечения равномерного нагрева по всей площади ампулы. Образцы помещались на медную подложку, которая сверху накрывалась дополнительным покровным сапфировым стеклом для защиты верхнего окна лазерной ячейки от возможного напыления при частичном испарении вещества. Калибровка лазерной ячейки осуществлялась с использованием метеоритного (Княгиня) и платинового (RS-Pt) стандартов (Schultz, Franke, 2004; Yakubovich et al., 2023), нагрев которых осуществлялся в стандартной высоковакуумной

печи масс-спектрометрического комплекса МСУ-Г-01-М. При подборе приемлемых условий экстракции гелия из апатита, особое внимание следует уделять температурному режиму и не допускать перегрева зерна. Чрезмерный нагрев образца приводит к испарению урана, что отражается в завышенных значениях (U,Th)-He возраста (Stuart, Persano, 1999).

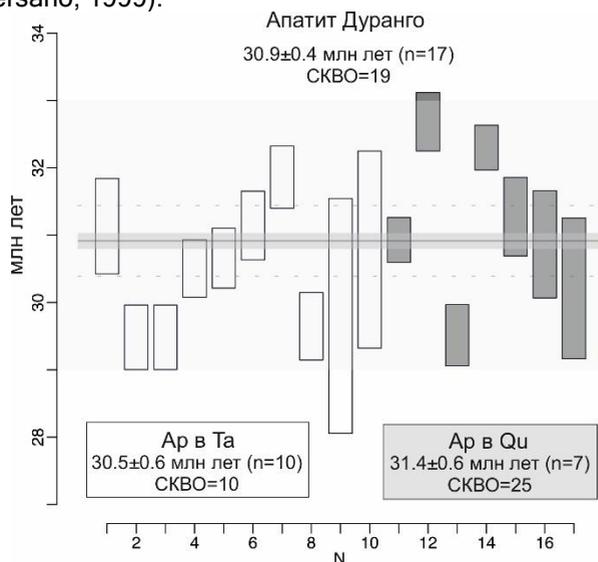


Рисунок 1. Результаты (U,Th)-He датирования апатита Дуранго с использованием иттербиевого оптоволоконного лазера (Vermeesch, 2018). Диапазон разброса значений (U,Th)-He возраста апатита Дуранго взят из компиляции данных по датированию этого апатита в разных лабораториях (Corona-Esquivel et al., 2018).

Полное выделение гелия для апатита в тантале обеспечивают следующие установки: 25–40 % мощности лазера, размер нагреваемой области 1.5×1.5 мм (размер танталового конверта), длительность нагрева 20–30 мин (4000–6000 тысяч проходов лазерного маркера). Выходная частота лазера 40 кГц. Температура танталового конверта с пробой оценивалась оптическим пирометром (ПРОМИНЬ-М) - 800–1000 °С. Вариация подобранных условий обусловлена различной степенью эффективности нагрева танталовых конвертов в зависимости от их контакта с медной подложкой и/или отражения части лазерного излучения. Для образцов в кварцевых ампулах полного выделения гелия удалось достичь при следующих настройках: 50–70 % мощности лазера, размер нагреваемой области 2×12 мм, длительность нагрева 30–40 мин (1000–2000 проходов лазерного маркера), выходная частота лазера 40 кГц. Для определения репрезентативного бланка процедуры использовались пустые танталовые конверты и кварцевые ампулы.

Холостой сигнал составил - 10-10 см³ при чувствительности прибора 10-13 см³ ⁴He на импульс (время счета 300 мсек).

Определение содержаний урана и тория в дегазированных зернах апатита производилось по стандартной методике методом изотопного разбавления с использованием ²³⁰Th-²³⁵U трассера на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELEMENT 2 (ГЕОХИ РАН) и ELEMENT XR (ИГГД РАН). Разложение зерен осуществлялось в закрытых бюксах на плитке (180 °С; 12 ч) в концентрированной азотной кислоте, а в случае апатита в кварцевой ампуле с добавлением платиковой кислоты.

Результаты (U,Th)-He датирования апатита Дуранго в лазерной ячейке под воздействием иттербиевого лазера в сканирующем режиме продемонстрированы на рисунке 1. В обоих случаях полученные значения (U,Th)-He возраста хорошо воспроизводятся и лежат в диапазоне от 29.4 до 32.7 млн лет, что согласуется с данными, полученными в других лабораториях для этого апатита (29-33 млн лет) (Corona-Esquivel et al., 2018).

Полученные результаты (U,Th)-He датирования апатита свидетельствуют о возможности использовать разработанную лазерную установку для геохронологических и термохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ №22-77-10088.

Литература

Гороховский Б.М., Якубович О.В., Гаврилов С.В., Котов А.Б. Высоковакуумная ячейка для экстракции радиогенного гелия на базе оптоволоконного иттербиевого лазера: технические характеристики. Матер. 9 Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 2025. (в печати)

Corona-Esquivel, R.; Levresse, G.; Solé, J.; Henriquez, F.; Pi, T. New age in the geological evolution of the Cerro de Mercado Iron Oxide Apatite deposit, Mexico: Implication in the Durango apatite standard (DAP) age variability. *J. South Am. Earth Sci.* 2018, 88, 367-373, doi:10.1016/j.jsames.2018.09.014.

Farley, K.A. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Rev. Mineral. Geochemistry* 2002, 47, 819-843, doi:10.2138/rmg.2002.47.18.

Schultz, L.; Franke, L. Helium, neon and argon in meteorites: A data collection. *Meteorit. Planet. Sci.* 2004, 39, 1889-1890.

Stuart, F.M.; Persano, C. Laser melting of apatite for (U-Th)/He chronology: Progress to date. In *Proceedings of the Eos Trans. AGU*, 80(46), Fall Meet. Suppl., F1169.; 1999.

Vermeesch, P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* 2018, 9, 1479-1493, doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Yakubovich, O. V.; Stuart, F.M.; Ivanova, E.S.; Gervilla, F. Constant 4He Concentration and 190Pt-4He age of Detrital Pt-Alloy Grains from the Santiago River, Ecuador: Potential as a 4He Mineral Reference Material. *Geostand. Geoanalytical Res.* 2023, 47, 957-968, doi:10.1111/ggr.12502.

Вопросы представления результатов U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона широко используются для определения максимального возраста накопления (мета)терригенных осадочных пород, возраста магматических и метаморфических событий в питающих провинциях. Количество таких исследований растет в геометрической прогрессии, в том числе и в России. Вместе с тем, в настоящее время отсутствует единый подход к выбору программ обработки исходных аналитических данных и их представлению в табличном виде, критериев фильтрации данных для последующей статистической обработки, используемых статистических методов и программ, что особенно важно при сравнении больших массивов геохронологических данных для глобальных и региональных палеогеографических реконструкций.

К существенным аспектам представления аналитических данных, влияющим на “конечный” результат, относятся отсутствие в описании следующей информации: результаты измерения стандартных образцов для оценки точности и достоверности данных; содержание обычного свинца и методах его учета; способов расчета корреляции ошибок измерений U/Pb изотопных отношений (Rho); указание какие U/Pb изотопные отношения и величины Rho использовались для расчета возраста (в программе *lomite* (Paton et al., 2010).

Особо критичными при обработке U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических данных является использование в качестве фильтров следующих параметров: дискордантность возрастов (5 или 10 %); методы оценки дискордантности (разница в возрастах по отношениям $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{206}Pb/^{238}U$ или $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$); использование возрастов по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{206}Pb/^{238}U$ и пороговые значения возраста (500, 1000 или 1500 млн лет (Spencer et al., 2016), а также использование конкордантных возрастов и вероятности конкордантности (Ludwig, 1998).

Влияние этих параметров проанализировано на примере авторских (Kovach et al., 2023) и литературных (Collett et al., 2023) данных. Показано, что использование различных критериев фильтрации аналитических данных ведет к изменению числа статистически значимых максимумов возраста, достоверности их оценок и, как следствие, различным вариантам интерпретации.

Исследования выполнены в рамках госзадания Министерства Науки и высшего образования РФ (проект FMUW-2025-0002).

Литература

Paton C., Woodhead J. D., Hellstrom J. C., Hergt J. M., Greig A. Maas R. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. 11. Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009gc002618>.

Ludwig K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1998. V. 62. P. 665-676.

Spencer C.J., Kirkland C.L., Richard J.M. Taylor R.J.M. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology // *Geoscience Frontiers.* 2016. V. 7. P. 581-589.

Collett S., Soejono I., Peřestý V., Schulmann K., Štípská P., Míková J., Novotná N. Mongolian micro-continental blocks in Columbia/Nuna: Zircon U-Pb-Hf isotopic evidence for long-lasting Mongolia-Western Siberia connection // *Terra Nova.* 2024. V. 36. P. 171-181. <https://doi.org/10.1111/ter.12693>

Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Plotkina Yu., Skovitina T., Wang K.-L., Lee H.-Y., Gorokhovskiy B. Age of provenance for the Paleoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: "hidden" Paleoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // *Precambrian Res.* 2023. V. 396. 107158.

Пикрит- пикробазальтовый вулканизм юго-западной окраины Сибирского кратона: Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS изотопные ограничения

**Козлов П.С.¹, Ножкин А.Д.², Лиханов И.И.², Ронкин Ю.Л.¹,
Ларионова Ю.О.³, Шатагин К.Н.³, Зиновьев С.В.², Крылов А.А.²,
Ревердатто В.В.²**

*¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск; ³ИГЕМ РАН,
Москва*

Проявления вулканизма в осадочно-метаморфических толщах Ишимбинско-Татарской шовной зоны на уровне пенченгинской свиты нижнего протерозоя и кординской свиты нижнего рифея известны благодаря работам ряда авторов (Петров, 1982; Корнев и др., 1998; Стороженко и др., 1999; Легенда..., 2002). В междуречьи Панимбы-Ангары они выделены в Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс. По возрасту вулканогенные породы пикрит-базальтовой ассоциации относились либо к палеопротерозою (пенченгинская свита) (Петров, 1982), либо к неопротерозою (панымбинская толща) (Злобин, 1980). По данным съемки масштаба 1:200 000 листа О-46-IV (Стороженко и др., 1999) возраст панымбинской толщи на основании геологических построений интерпретировался как верхнерифейский. Дискуссионный

характер отнесения панимбинской колчеданоносной толщи к верхам неопротерозоя обусловлен слабой обнажённостью и отсутствием валидных изотопно-геохронологических данных, что и стимулировало настоящую работу.

Исходным материалом являлись три породы в целом: П-517-5 метавулканит, П-514-1 метаморфизованный туф, П-520-21 лейкогранит, а также выделенные из них минералы (диопсиды, амфибол, плагиоклазы, полевой шпат, биотит) представляющих кординскую свиту, панимбинскую толщу и Панимбинский массив Ишимбинско-Татарской шовной зоны в северной части Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса.

Определение параметров Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопных систем было выполнено масс-спектрометрическим методом (Sector 54, Micromass, UK, в мультиколлекторном динамическом режиме) изотопного разбавления (спайки ^{85}Rb - ^{84}Sr и ^{149}Sm - ^{150}Nd) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

ID-TIMS данные характеризующие изотопный состав Rb-Sr вулканита из основания нижней пачки метавулканогенно-осадочных пород кординской свиты (образец П-517-5) и выделенных из нее минералов двух диопсидов и плагиоклазов, на графике Николайсена удовлетворяет линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст 827 ± 17 млн лет и величину первичного отношения изотопов стронция 0.72051 ± 0.00089 . Параметры референсной линии на графике $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для плагиоклаза Pl_1 и амфибола $\text{Am}_{\text{pl}1}$, соответствуют возрасту 1363 ± 21 млн лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(1363) = -2,6$. Наконец, ^{147}Sm - ^{143}Nd модельный возраст, соответствующий точке пересечения линий эволюции изотопного состава неодима образца П-517-5 и деплетированного резервуара (DM) на графике T vs. $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$, имеет величину 2642 млн лет.

На графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фигуративные точки породы в целом метаморфизованного туфа (образец П-514-1) и выделенного из нее амфибола, удовлетворяют линии согласования, параметры которой диагностируют среднерифейский возраст 1377 ± 40 млн лет, а также наличие определенного вклада корового материала, что подтверждается величиной $\varepsilon_{\text{Nd}}(1377) = -7,0$. Вычисленный, в рамках модельных представлений об эволюции деплетированной мантии, неодимовый возраст $T_{\text{DM}} 2502$ млн лет согласуется с рубежом неoarхей-палеопротерозой.

Rb-Sr ID-TIMS изотопная сигнатура лейкогранита Панимбинского массива (образец П-520-21) и выделенных из него минеральных фракций полевого шпата и биотита на графике Николайсена аппроксимируется линией регрессии, определяющей возраст 660 ± 27 млн лет и $\text{IR} = 0,7229 \pm 0,0094$. Аналогичные графические построения для тех же фигуративных точек породы в целом, полевого шпата и биотита

в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фиксирует близкий возраст 587 ± 49 млн лет (если учитывать 95 % доверительный интервал для Rb-Sr данных). Рассчитанное значение величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$, в рамках модели CHUR и возраста 587 млн лет, соответствует величине $\varepsilon_{\text{Nd}} = -11,2$. $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ одностадийный модельный возраст для лейкогранита Панимбинского массива, модальное значение которого может, как известно, служить оценкой времени отделения протолита изученной породы от деплетированного мантийного источника $T_{\text{DM-1st}} = 2371$ млн лет. Вычисленная величина двухстадийного модельного возраста для лейкогранита $T_{\text{DM-2st}} = 2232$ млн лет, незначительно отличается от одностадийного значения в силу того, что для образца П-520-21 измеренное отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1287$ практически, с учётом аналитических погрешностей, близко к среднекоровому отношению $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{cc}}$.

Геологические, петролого-геохимические и полученные изотопно-геохронологические Rb-Sr и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ ID-TIMS результаты являются основанием для модернизации схемы стратиграфической корреляции разрезов метавулканогенно-осадочной толщи кординской свиты Михайловского участка с метапикритами, ультраосновными и основными пикробазальтами панимбинской толщи Панимбинского участка. В этом смысле следует отметить, возраст метавулканитов около 1370 млн лет констатирующий раннемезопротерозойское время формирования вулканогенно-осадочных толщ.

Ранее показано, что метапикробазальт-базальтовая ассоциация Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса по геологическим признакам имеет мезопротерозойский возраст (Корнев и др., 1988; Ножкин и др., 2011), поскольку вулканы аналогичного состава отмечены в опорных разрезах в автохтонном залегании среди нижних и средних горизонтов сухопитской серии (Злобин, 1980; Корнев и др., 1988; Стороженко и др., 1999). По результатам $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопной систематики метапелитов докембрия Енисейского кряжа ($n > 30$ Nd модельных определений, Ножкин и др., 2008) тонкозернистые терригенные породы нижней части сухопитской серии имеют T_{DM} , (нормализованных к единым модельным параметрам с оценкой соответствующих погрешностей, Ронкин, 2009) около 2.2 млрд лет, что отличает их от нижележащих докембрийских толщ с $T_{\text{DM}} - (2.8-2.4)$ млрд лет и вышележащих неопротерозойских с $T_{\text{DM}} - (1.8-2.0)$ млрд лет.

Возрастные аналоги рифтогенных и внутриплитных магматических событий в интервалах времени 1380-1350 имеют место и в других регионах мира (Rogers, Santosh, 2002; Puchkov et al., 2021). Установленный возрастной уровень пикрит-пикробазальтового вулканизма в регионе, эпицентр которого, по-видимому, находился юго-восточнее в районе верховьев рек Бол. Пенченги-Татарки-Удерея, коррелируется с временем проявления плагиогранитов немтихинского

комплекса района р. Колоромо (Попов и др., 2010) и с импульсом вулканизма, связанным с геодинамической обстановкой растяжения в период распада гипотетического суперконтинента Нуна и реперным Машакским 1380 млн лет субглобальным плюмовым событием на Ю. Урале (Пучков, 2013; Ronkin et al., 2016; Puchkov, Ernst, Ivanov, 2021).

Финансирование: работа выполнена в рамках проекта РНФ, № 25-77-51003.

Список литературы можно получить, обратившись по адресу ronkin@mail.ru.

Ранняя метеоритная бомбардировка Луны: катаклизм или длительная бомбардировка?

Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.

ГЕОХИ РАН, Москва

Сценарий ранней метеоритной бомбардировки Луны, ее природа и время активно обсуждаются с 1970-х годов, когда были получены радиоизотопные возрасты образцов, доставленных миссиями «Аполлона» и «Луны». Многие образцы из разных мест посадки дали возрасты 3.8-4.0 млрд лет, что породило идею катастрофических столкновений в течение относительно короткого периода времени, так называемой «поздней интенсивной бомбардировки» (LHB) или «терминального катаклизма» (например, Tera et al., 1974; Ryder, 1990; Bogard, 2005, 2011). Позже LHB была объяснена в рамках динамической модели Ниццы, учитывающей резонансные явления, возникавшие в тот период между Юпитером и Сатурном (Gomes et al., 2005). С другой стороны, существуют неопределенности относительно того, не могли ли поздние крупные события кратерообразования уничтожить следы более ранних ударов, были ли эти предшествующие потоки кратерообразующих ударов действительно сильными, и каким образом популяции ударников отклонялись от высоких потоков аккреции в ранней Солнечной системе (напр., Baldwin, 1974; Hartmann, 1975, 2019; Fernandes et al., 2013; Fritz et al., 2014; Zellner, 2017; Hartmann and Morbidelli, 2020).

В дискуссиях на протяжении 50 лет особое значение уделялось критическим моментам связи между распределением возрастов лунных пород и временем образования ударных кратеров на Луне. В частности, была продемонстрирована необходимость получения и добавления в выборку новых хронологических данных по метеоритам, материал которых был случайным образом выбит из разных районов Луны, в

отличие от привезенного, который был взят с мест посадок «Аполлона» и «Луны», ограниченных относительно небольшой областью лунной поверхности.

Нами было выполнено исследование серии лунных метеоритов (Dhofar 025, 309, 730, 733, 1442, Northwest Africa 6888 и Sayh al Uhaymir 449) с применением ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования с высоким температурным разрешением. Для исследования был использован тонкозернистый материал валовых проб. Изотопный анализ выполнялся на модифицированном газовом масс-спектрометре CN-5 в Институте наук о Земле Университета г. Хайдельберг (Германия). Методика изложена в (Korochantseva et al., 2021).

Высокотемпературные фракции всех изученных образцов, кроме NWA 6888, образуют высокотемпературные возрастные плато с ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастными между 3.1 и 4.2 млрд лет, которые типичны для лунных пород и согласуются со временем ранней метеоритной бомбардировки Луны или морского вулканизма (напр., Tera et al., 1974; Turner, 1977; Jessberger, 1982; Ryder, 1990; Bogard, 2005; Michael et al., 2018). Dho 733, образовавшийся на глубине, имеет самый древний возраст (~4.2 млрд лет) в этой серии метеоритов, и, таким образом, предоставляет убедительное доказательство хронологически значимых возрастов древнее 3.9 млрд лет. Кроме того, K-Ar система метеоритов Dho 733, 1442 и NWA 6888 указывает и на воздействие молодых событий, произошедших менее 2 млрд лет назад, что было зафиксировано и другими лунными метеоритами (Cohen, 2008; Fernandes, 2009; Fernandes et al., 2009а,б; Joy et al., 2011б), а также стеклами и образцами реголита, доставленными миссиями «Аполлон» (Zellner et al., 2008, 2009; Barra et al., 2006). Это указывает на важную роль относительно молодых ударных событий в формировании лунного рельефа.

Распределение ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов лунных материковых метеоритов, особенно тех, по которым получены надежные данные (рис. 1, наша компиляция), отличается от такового в образцах "Аполлон", среди которых преобладают выбросы из бассейна Моря Дождей (Fernandes et al., 2013; Michael et al., 2018). В частности, распределение возрастов метеоритов показывает, что возрасты 3.9 млрд лет присутствуют, но они не доминируют, как в образцах «Аполлон». Разное распределение возрастов метеоритов и привезенных образцов связано с тем, что лунные метеориты обеспечивают более случайный и, следовательно, более полный отбор проб лунной поверхности, охватывающий, в том числе, выбросы более древних крупных бассейнов. Это поддерживает сценарий постоянной или эпизодической бомбардировки до 3.9 млрд лет. События древнее времени образования бассейна Моря Дождей также зарегистрированы такими хронометрами как Sm-Nd, U-Pb-Pb и Re-Os (Fischer-Gödde, Becker, 2012; Fernandes et al., 2013; Grange et al., 2009; Norman et al., 2016; Norman, Nemchin, 2014; Hopkins, Mojzsis, 2015;

Černok et al., 2021). Кроме того, есть свидетельства образования нескольких ударных бассейнов в период между 3.87 и 4.25 млрд. лет назад (Michael et al., 2018). Отметим, что K-Ar системы метеоритов с других родительских тел (напр., LL-хондритов) также зарегистрировали повышенную частоту столкновений 4.2 млрд лет назад (Trieloff et al. 1989, 1994b; Dixon et al. 2004). Стоит добавить, что распределение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов метеоритов группы HED (говардиты, эвкриты, диогениты), в целом, очень похоже на распределение возрастов лунных метеоритов (рис. 1) и демонстрирует возрастны пики как после, так и до 3.9 млрд лет (напр., Kunz et al., 1995).

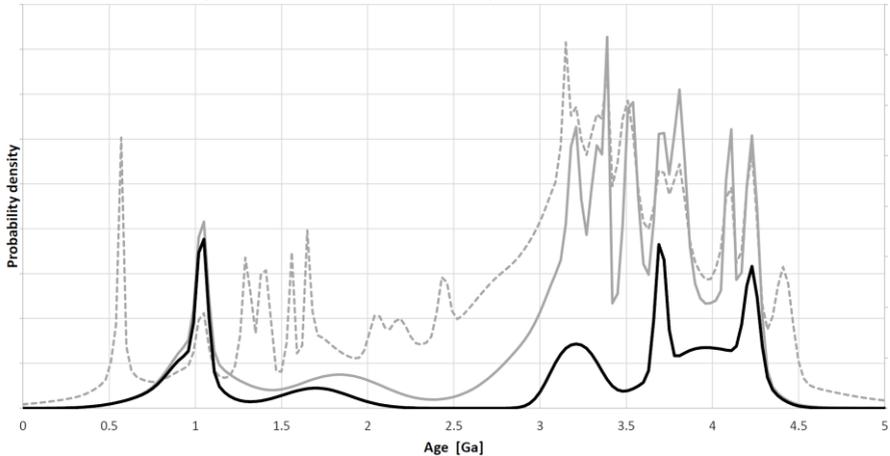


Рис. 1. Нормальное распределение ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов лунных материковых метеоритов. Пунктирная линия: все данные, $n=122$. Сплошная серая линия: $n=34$, включая 11 возрастов нашего исследования, для которых представлены возрастны плато, содержащие не менее 4-х температурных ступеней. Черная сплошная линия: только наши данные.

Таким образом, распределение ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов лунных материковых метеоритов, полученных нами и отобранных по надежности среди опубликованных данных, поддерживает сценарий длительной бомбардировки (постоянной или эпизодической) в период, по крайней мере, 3.7-4.2 млрд лет назад, закончившейся образованием бассейнов Моря Дождей и Моря Восточное, а не сценарий лунного катаклизма, предполагающий интенсивную бомбардировку в узком временном интервале (~ 3.8 - 3.9 Ga). Наши данные также указывают на важную роль относительно молодых ударных событий в формировании лунного рельефа.

Исследование выполнено по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

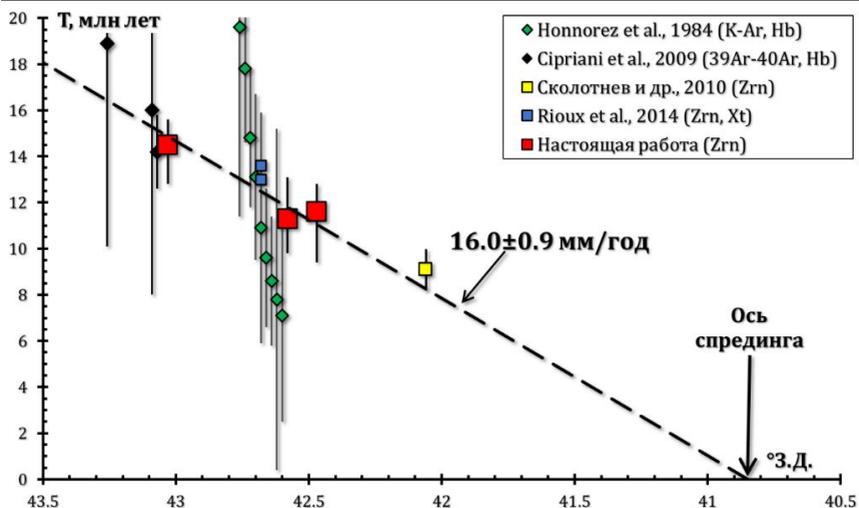
Геохронология и изотопная геохимия спрединга в срединно-атлантическом хребте (разлом Вима)

Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О., Шабыхова В.Г.

ГЕОХИ РАН, Москва

В докладе приводятся результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований пород из южного борта трансформного разлома Вима (Атлантика), поднятых драгированием в 19-ом и 22-ом рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Коллекция включала в себя свежие и в различной степени метаморфизованные габброиды, долериты, а также серпентиниты и метапироксениты. Из трёх образцов габбро, поднятых на трёх разных станциях драгирования, удалось выделить циркон, который был продатирован локальным U-Pb методом (LA-ICP-MS). Полученные значения возраста демонстрируют строгую линейную связь с расстоянием от оси срединно-атлантического хребта, что позволяет определить скорость спрединга в этой части Атлантики - по крайней мере в последние 15 млн лет она была постоянной и составляла 32 ± 1.6 мм/год. Согласованность U-Pb геохронологических данных по циркону и опубликованных другими авторами ^{39}Ar - ^{40}Ar дат по амфиболу для исследованного профиля предполагает неразрывность во времени магматических событий, сформировавших исходные габброидные породы, и последовавших метаморфических преобразований: все эти процессы протекали в пределах оси спрединга. Rb-Sr изотопные данные показали, что в интервале между 14.7 и 9 млн лет в пределах оси спрединга имела место активизация гидротермальной деятельности с участием морской воды.

Вариации изотопного состава неодима во временной последовательности магматизма указывают на высокую степень химической и изотопной гетерогенности поднимающегося мантийного вещества, попадающего в область плавления в зоне спрединга. Выплавки из источников, отвечающих примитивной мантии с $\epsilon_{\text{Nd}} \sim +8 \dots +9$ перемежаются с обогащёнными источниками в интервале от ~ 17 до 14.7 млн лет и около 8 млн лет назад. Обогащённое вещество в источнике могло быть представлено древним базитовым материалом.



Время формирования амазонитовых пегматитов г. Плоской (Кейвская структура, Кольский регион)

Кудряшов Н.М.¹, Сидоров М.Ю.¹, Куликова А.В.², Компанченко А.А.¹, Чернявский А.В.¹

¹ГИ ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; ²ИГиНГТ КФУ, Казань

Пегматитовое дифференцированное тело амазонитовых пегматитов прорывает гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы Кейвского метавулканического комплекса. В плане тело имеет несколько сотен метров в длину и десятки метров в ширину. Центральная часть сложена преимущественно блоковой кварцевой и неравнозернистой кварц-альбитовой зоной, краевая часть - пегматитовой и блоковой амазонитовой зонами [Волошин, Пахомовский, 1986]. Амазонитовые пегматиты имеют геохимическую специализацию на редкоземельные и редкие металлы (Y, Yb, Ta, Nb, Li, Be). Полученный ранее дискордантный U-Pb (ID TIMS) изотопный возраст циркона 1685 ± 35 млн лет интерпретировался как время магматической кристаллизации пегматитов [Баянова, 2004]. Это значение возраста до недавнего времени не находило своего отражения в масштабных геологических событиях Кейвской структуры. Известные возрастные данные для самых разных магматических комплексов Кейв отражали неоархейский

возраст (2.75-2.67 млрд лет), включая широко распространенные здесь щелочные граниты, кислые вулканиты и габбро-анортозиты.

Крупный (около 1 см) обломок от призматического кристалла циркона, был извлечен из альбит-амазонитового образца амазонитовой зоны пегматитового тела. После этого, он был распилен на три части, каждая из которой была закатана в эпоксидную шайбу для дальнейшего исследования внутреннего строения в BSE, определения REE и U-Pb (LA ICP MS) установления возраста. В отраженных электронах (BSE) циркон имеет неоднородную структуру, с многочисленными включениями урановых минералов. В цирконе можно выделить три заметно отличающиеся по степени изменения зоны, плавно, без резких границ, переходящих друг в друга (рис.1). 1 зона - светлые участки циркона, первоначально кристаллизующегося из расплава; 2 зона - серые участки циркона, слабо измененные и 3 зона - сильно измененная, интенсивно насыщенная включениями.

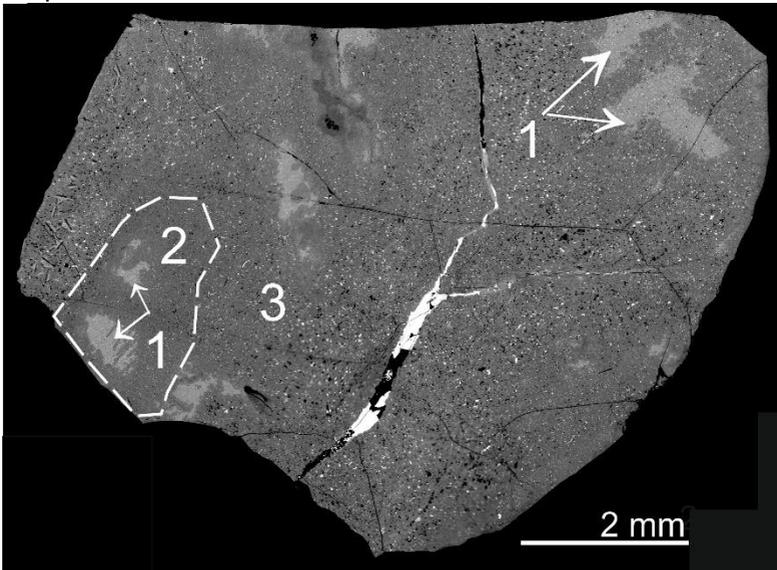


Рис. 1. Фрагмент кристалла циркона из амазонитового пегматита (BSE). 1 - практически неизмененные участки (светлые), 2 - слабо измененные (серые), 3 - сильно измененные (пестрые)

Спектры распределения REE в светлых участках циркона (зона 1) указывают на спектр, характерный для магматического циркона. Отчетливо проявлена Ce положительная аномалия, отмечаются очень высокие концентрации HREE. Так для Yb = 15000-17000 ppm, достигая в отдельных точках 22000-23000 ppm. Для участков циркона зоны 2 в характере распределения REE наблюдается заметное увеличение концентраций La с выполаживанием Ce аномалии. Концентрации HREE

уменьшаются и составляют для Yb = 12000-16000 ppm. В 3-й, измененной зоне, практически полностью исчезает Ce аномалия, концентрации LREE сильно варьируют, для La в разных точках от 7.4 ppm до 614 ppm, для HREE вариации концентраций также значительные, Yb = 8300-18600 ppm.

Определение возраста циркона методом LA-ICP-MS было проведено в Научно-образовательном центре Геотермохронологии Казанского (Приволжского) федерального университета. Использовалась система лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193нм) AnalyteExcite (TeledyneCetacTechnologies), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoScientificiCAP Q. Анализ проводился в десятках точек каждой зоны циркона. Для неизмененного циркона 1-й зоны циркона все полученные аналитические данные оказались конкордантными с возрастом 1713 ± 5 млн лет, СКВО=1.4. Аналитические точки для измененных 2 и 3 зон циркона в разной степени дискордантны и укладываются по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в диапазон от 2.3 до 1.6 млрд лет.

Кристаллизация циркона происходила на магматическом этапе формирования амазонитовых пегматитов при анатектическом плавлении корового субстрата в палеопротерозойское время. Этот этап пегматитообразования хорошо согласуется с процессами метасоматоза, проявленных при тектоно-метаморфических событиях в Кейвской структуре. Так, при изучении метасоматических пород покрова Больших Кейв, возраст метасоматического циркона составил 1721 ± 15 млн лет [Бушмин и др., 2011]. Значительное обогащение редкими и редкоземельными элементами обусловлено особенностями пегматитового расплава.

Литература

Волошин А.В. Пахомовский Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л. Наука. 1986. 168 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М. Наука. 2004. 172 с.

Бушмин С.А. Новые данные о возрасте (SHRIMP-II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров). ДАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 237-241.

Pb-Pb датирование карбонатных пород рифея и венда Сибири в развитии стратиграфии докембрия

Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Каурова О.К., Ризванова Н.Г., Ситкина Д.Р.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Докембрийские терригенно-карбонатные отложения Сибири рассматриваются в качестве опорных разрезов трех эратем рифея в дополнение к его уральскому стратотипу, а преимущественно карбонатный юдомский комплекс Сибири - обычно считается аналогом пост-тиллитовой части венда Восточно-Европейской платформы и верхних горизонтов верхнего рифея его типовых уральских разрезов [Семихатов и др., 2015]. По особенностям строения и составу строматолитов первоначально выделялись два типа разреза - северосибирский и среднесибирский. Первый тип включал разрезы Анабарского и Оленекского поднятий, а второй - разрезы Учуро-Майского региона, Туруханского района и Енисейского края.

Изотопно-геохронологическая информация о возрасте докембрийских осадочных последовательностей может быть получена на основе прорывающих магматических пород и обломочных цирконов из переслаивающихся терригенных отложений. Однако, эти способы дают лишь верхнее и нижнее ограничения возраста, иногда в очень широких пределах. Поэтому особенное значение в хроностратиграфии докембрия приобретают возрасты, полученные U-Pb (Pb-Pb) изотопным методом по карбонатным породам, которые при определенных условиях дают прямую информацию о времени формирования осадочного подразделения [Овчинникова и др., 1995, 2001].

В геологической практике этот метод датирования сталкивается с трудностями, вызванными недостаточной устойчивостью изотопных систем в карбонатных минералах к различным постседиментационным преобразованиям. Поэтому пригодность карбонатного материала для геохронологических построений зависит от его геохимической сохранности и методов исследования. Предварительная оценка сохранности образцов может осуществляться при помощи петрографического изучения, но в случае мелкозернистых карбонатов эти процедуры могут выявить лишь явно измененные образцы. Поэтому отбраковка образцов, состав которых изменен в результате реакций с эпигенетическими растворами, проводится с помощью геохимических критериев, пороговые значения которых $Mn/Sr < 0.2$, $Fe/Sr < 5$, и $\delta^{18}O > 21 \text{ ‰ SMOW}$ [Кузнецов и др., 2019].

Значительный прогресс в использовании докембрийских карбонатных пород в качестве геохронометра был достигнут благодаря методу ступенчатого растворения [Овчинникова и др., 1995, 2001; Горохов и др., 2022, 2023, 2025]. Этот метод стал решающим наряду с предварительным отбором наименее измененных образцов с помощью геохимических критериев. Ступенчатое растворение перед изотопным анализом позволяет обогащать образцы первичным карбонатным материалом за счет удаления эпигенетических карбонатных фаз, образованных в поверхностных слоях карбонатных зерен. Ступенчатое растворение повышает эффективность U-Pb геохронологических исследований, используя первичную неоднородность химического состава карбонатных пород в микромасштабе. Как следствие, ступени растворения обеспечивают достаточный диапазон U/Pb отношений на изохронных диаграммах. Способы селективного растворения различны, для этого используются растворы ацетата аммония, соляной и бромистоводородной кислот.

Количество ступеней растворения, используемых разными авторами, варьирует в широком диапазоне (от 2 до 15) и зависит от задач исследования и технических возможностей.

Применение названного выше арсенала методов позволило за три десятилетия определить возраст значительного количества реперных стратиграфических подразделений: малгинской и нерюенской свит рифея и усть-юдомской свиты венда Учуро-Майского региона, дадыктинской и горевской свит рифея Енисейского кряжа, котуйканской и юсмастакской свит рифея и старореченской свиты венда Анабарского поднятия, баракунской свиты Патомского нагорья, эсэлекской свиты рифея Хараулахского поднятия, а также сухотунгусинской, буровой и шорихинской свит рифея Туруханского поднятия [Овчинникова и др., 1995, 2001; Семихатов и др., 2015; Кузнецов и др., 2019; Горохов и др., 2022, 2023, 2025].

Итогом этой работы стало значительное расширение представлений о возрасте карбонатных подразделений позднего докембрия Сибири. На основе полученных данных было сделано несколько важных выводов: (1) обоснован возраст границы среднего и верхнего рифея 1030 млн лет; (2) установлена значительная фрагментарность геологической летописи докембрия Сибирского кратона; (3) доказана более высокая скорость карбонатного осадконакопления, в которая в докембрии не отличалась от этой скорости, установленной для шельфовых осадков фанерозоя; (4) пересмотрен стратиграфический объем выделенных подразделений: сокращен объем рифея для среднесибирского и северосибирского типа разрезов; (5) обнаружен значительный перерыв между рифеем и вендом в 900-950 млн лет для северосибирского типа, и 300-400 для среднесибирского типа; (6) уточнен возраст ледниковых отложений сибирского гляциогоризонта, который относится к эпохе Марино около

635 млн назад лет; (7) в геодинамическом плане показано, что Сибирский кратон расширился и прирастал шельфами на протяжении рифея и венда.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-17-00084).

Литература

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 22-51.

Горохов И.М. Васильева И.М., Кузнецов А.Б. и др. Геохимия. 2023. Т. 68. № 7. С. 669-686.

Горохов И.М., Васильева И.М., Кузнецов А.Б. и др. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33. № 1. С. 3-29.

Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46-6.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Литология и полезн. ископ. 1995. № 5. С. 525-536.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3-16.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16-27.

Pb-Pb возраст и Sr-хемостратиграфия карбонатных пород бурлинской свиты, селенгинская серия, Западное Забайкалье

Кузнецов А.Б.¹, Каурова О.К.¹, Минина О.Р.², Скрипников М.С.², Ситкина Д.Р.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ГИН СО РАН, Улан-Удэ

Структурно-формационные комплексы Западное Забайкалье включают карбонатные породы, возраст которых еще точно неизвестен. Отсутствие же данных о возрасте карбонатных пород, представлявших осадки морские бассейнов, существовавших на периферии Сибирского кратона. Возраст морских карбонатных пород может быть уточнен с помощью метода Sr-изотопной стратиграфии и Pb-Pb датирования, которые в последние годы широко используются для получения достоверных данных о времени карбонатных осадков [Кузнецов и др., 2014].

Селенгинская серия считается эталоном позднего докембрия Байкальской горной области. Отложения этой серии развиты в юго-западной части Баргузино-Витимской структурно-фациальной зоны и протягиваются широкой полосой в северо-восточном направлении на

протяжении более 160 км. Серия включает две свиты: песчанико-сланцевую итанцинскую и карбонатную бурлинскую (более 2000 м). Позднее к бурлинской свите были отнесены эффузивно-сланцево-карбонатные породы (ранее дабатская свита), и она рассматривается в составе двух подсвит [Булгатов, 2015]. Нижняя подсвита, существенно карбонатная, и верхняя - терригенно-карбонатная, включающая прослой метавулканитов, которые ассоциируются с базальтовым метешихинским комплексом. Изотопно-геохимические metabазальты Бурлинской зоны соответствуют толеитам срединно-океанических хребтов.

Карбонатные породы бурлинской свиты отобраны в долинах рек Бурля, Итанца и Кика. В составе свиты преобладают доломиты с прожилками и стяжениями кремней, а также редкие линзы и прослой известняково-кремнистые конгломератов и водорослевых известняков. Породы обогащены органическим веществом (отмечаются «углистые» карбонатные сланцы). На отдельных участках в прослоях темно-серых полосчатых графитизированных известняков, обнаружены онколиты и строматолиты. Дабатская свита в большей верхней части сложена полосчатыми углеродистыми известняками. В карбонатных породах бурлинской свиты описаны формы красных сифоновых водорослей *Solenopora*, относимых к силуру-девону, и обнаружены палиноспектры палеозойского возраста (Лучинина, устн. сообщение).

В 40 образцах карбонатных пород из бурлинской и дабатской свит определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr. На основе геохимических критериев были выбраны образцы, пригодные для хемостратиграфической реконструкции докембрийских и палеозойских известняков [1, 6]. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках бурлинской свиты заключены в пределах 0.7060-0.7067, а в доломитах в таких же пределах - 0.7060-0.7069. Это отношение в известняках дабатской свиты - равно 0.7060-0.7064. Совпадение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в двух типах пород указывает на хорошую сохранность первичных Sr-изотопных характеристик и когенетичность образования известняков и доломитов бурлинской и дабатской свит.

Полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках и доломитах бурлинской свиты в двух разрезах р. Бурля и р. Кика показывают, что эти осадки образовались в позднерифейское время в интервале 800-700 млн лет назад. Этот вывод противоречит находкам палеозойских сифоновых водорослей *Solenopora*. Однако эти Sr-хемостратиграфические данные согласуются с возрастом базальтов метешихинского комплекса, прорывающего селенгинскую серию в 50 км западнее изученных разрезов (810-840 млн лет, [2]).

Изучение U-Pb систем проведено в 10 образцах известняков с наиболее низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Образцы обработаны 0.5N раствором HBr после предварительной промывки, а шесть образцов

были ступенчатым растворением в той же кислоте разделены на три фракции. Изотопное отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в обогащенной карбонатной фракции заключено в пределах 19.806-43.549, при этом во фракциях ступенчатого растворения L2-L3 это отношение повышается до 46.866-51.101. Отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фракциях лежит в пределах 36.612-38.947, соответствующим осадочным карбонатам. Возраст, вычисленный по точкам всех фракций L1-L2-L3, дает значение 870 ± 63 (СКВО=29). Более высокий разброс точек показывает, что фракции L1 могут содержать эпигенетический свинец. Точки изотопных составов Pb обогащенных фракций на изохронном графике $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ложатся на прямую, наклон которой соответствует возрасту 830 ± 60 млн лет (СКВО = 6.8).

Таким образом, Sr-хемостратиграфические данные и Pb-Pb возраст известняков бурлинской свиты доказывает позднерифейский возраст. Присутствие в Бурлинской зоне позднерифейских комплексов показывает, что в середине позднего рифея, на ранних стадиях развития Палеоазиатского океана, вблизи Сибирского кратона отлагались морские карбонатные осадки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-17-00192).

Литература

Булгатов А.Н. Геодинамика байкальской горной области в позднем рифее и вендераннем палеозое. Новосибирск: Гео, 2015. 191 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. С. 3-25.

Палеопротерозойская Кенгурак-Сергачинская анортозит-гранитоидная магматическая ассоциация Западно-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс)

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Характерной особенностью древних кратонов являются крупные плутоны анортозитов, относящихся к анортозит-мангерит-чарнокит-гранитовой ассоциации (АМЧГ) [6]. Подавляющее большинство плутонов этой ассоциации было сформировано в интервале ~1.9 - 1.0 млрд лет. В Сибирском кратоне в южной его части к настоящему времени выделено два пространственно ограниченных и разновозрастных комплекса этой

ассоциации - каларский (2.62 млрд лет) на западе и улкан-джугджурский (1.74-1.70 млрд лет) на востоке [5]. Кроме этого, в южном обрамлении кратона в пределах Могочинского гранулитового блока Западно-Станового супертеррейна Централно-Азиатского складчатого пояса выявлен достаточно крупный Кенгурак-Сергачинский анортозитовый массив, возраст формирования которого был определен U-Pb методом по циркону (ID TIMS) в 1866 ± 6 млн лет [1]. С целью обнаружения в зоне развития анортозитов этого массива гранитоидной составляющей АМЧГ, были проведены соответствующие комплексные геологические, геохимические и геохронологические исследования. В ходе этих работ среди пород могочинского метаморфического комплекса Могочинского блока были выявлены гранитоиды с геохимическими характеристиками, удовлетворяющими составам этой магматической ассоциации. Это умеренно рассланцованные крупнозернистые слабо порфиоровидные биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты. Отличительной особенностью этих гранитоидов является исключительно калиевый тип щелочности ($K_2O/Na_2O = 1.13-1.16$), на диаграмме $K_2O - SiO_2$ точки составов этих гранитоидов лежат в поле высококалиевых пород. Индекс агапитности (NK/A) меняется от 0.66 до 0.74, увеличиваясь с ростом кремнекислотности. Они характеризуются повышенной или высокой железистостью ($FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.78-0.89$) и умеренной глиноземистостью ($A/CNK=0.90-0.95$). Все гранитоиды рассматриваемой группы отличаются повышенными и высокими содержаниями большинства LIL- и HFS-элементов. Распределение REE умеренно или сильно фракционировано ($[La/Yb]_n = 11.3-20.7$, при не сильно выраженной отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.69-0.73$). На геохимических дискриминационных диаграммах составы этих пород лежат в поле гранитов А-типа и постколлизийных гранитов.

Для одного образца гранодиорита № ПА-429 было произведено определение возраста U-Pb методом (ID TIMS) по циркону. Было получена оценка возраста 1863 ± 3 млн лет, практически полностью совпадающая с возрастом анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива. Таким образом, учитывая пространственную ассоциацию рассматриваемых гранитов и анортозитов, идентичность возрастов их формирования и принадлежность гранитоидов к высокожелезистым и высококалиевым гранитам А-типа, скорее всего, их можно классифицировать как представителей единой АМЧГ.

Тектоническое положение пород этой ассоциации определяется как постметаморфическое и постколлизийное [1] на том основании, что и гранитоиды и анортозиты внедряются в супракрустальные породы Могочинского блока непосредственно после проявления заключительной фазы интенсивных складчатых дислокаций и гранулитового метаморфизма на возрастном рубеже 1873 ± 8 млн лет [2]. Следует отметить, что по возрасту, геохимическим характеристикам

гранитоидов и тектоническому положению породы рассматриваемой магматической ассоциации близки к магматическим комплексам Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, протягивающегося по юго-западному обрамлению Сибирского кратона от Олекминского блока Алданского щита до Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа более чем на 2500 км. Формирование этого пояса происходило в течение короткого возрастного интервала (1.88-1.84 млрд. лет) на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена, в процессе коллапса сформированных орогенических сооружений. Необходимо отметить, что магматизм этого этапа и этого пояса был для раннего протерозоя Сибирского кратона наиболее масштабным [3]. Южно-Сибирский магматический пояс в глобальном плане представляет собой крупнейшую сшивающую тектоническую структуру, фиксирующую становление единого Сибирского кратона, а также вхождения его в палеопротерозойский суперконтинент Колумбия [3, 4].

Следует отметить, что за пределами Южно-Сибирского пояса постколлизийный магматизм этого типа проявлен крайне ограниченно. В настоящее время можно привести только два примера магматизма этого типа в тектонических блоках южного обрамления Сибирского кратона. Это монзониты балыктахского комплекса с возрастом 1866 ± 2.5 млн. лет, развитые в зоне влияния Джелтулакского структурного шва, разделяющего Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны [5] и рассматриваемый анортозит-грантоидный комплекс Западно-Становой супертеррейны.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-17-00193, <https://rscf.ru/project/25-17-00193>

Литература

1. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 502-505.
2. Гаврикова С.Н., Николаева Л.А., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М. Недра. 1991. 171 с.
3. Донская Т.В. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. ИЗК СО РАН. Иркутск: Отпечатано в ИЗК СО РАН, Иркутск. 2019. 38 с.
4. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука. 2011. 402 с.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242-265.
6. Emslie R.F., Hunt P.A. J. Geol. 1990. V. 98. P. 213-231.

Позднерифейская провинция высококалиевого вулканизма юга-запада Сибирской платформы и ее рудоносный потенциал

Летникова Е.Ф.¹, Изох А.Э.¹, Иванов А.В.¹, Школьник С.И.²,
Летникова А.Ф.³, Булгакова Д.Д.¹, Колесов К.К.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ИЗК СО РАН, Иркутск; ³ИГУ, Иркутск

Последние полвека, традиционно, считалось, что в позднем рифеи в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы (Присяянье) протекали процессы терригенной седиментации при отсутствии синхронного вулканизма и проявлений тектоно-магматической активизации. При этом, здесь в это время были уствновлены процессы растяжения, фиксируемые роями долеритовых даек нерсинского комплекса и щелочными плутоническими породами белозиминской группы. Отклика этих геологических событий в осадочной летописи позднего докембрия Присяянья не было зафиксировано. В последние годы в результате наших исследований в позднедокембрийской стратифицированной последовательности установлено широкое распространение высококалиевой пирокластики. Для этих пород типично резкое преобладание среди породообразующих минералов калиевого полевого шпата при полном отсутствии плагиоклаза. Установлено два типа минерального проявления КПШ - крупные зональные кристаллокласты с повышенными концентрациями Ва в центральной части зерен и основная минеральная фаза в раскристаллизованной стекловатой массе. В КПШ второго типа отмечено прорастание идиоморфного ромбического доломита с высокой анкеритовой составляющей. В этих доломитах часто встречаются включения калиевого полевого шпата. Среди акцессорных минералов преобладают фторапатит с повышенными содержаниями РЗЭ, циркон с высокими концентрациями Th, магнетит, монацит, синхозит, ксенотим, анатаз, титаномагнетит. Вероятно, что источником поступления материала при формировании этой пирокластики являются породы аналогичные зиминскому щелочному комплексу, что подтверждается наличием зональных хорошо ограненными кристаллов доломита и анкерита, которые располагаются в калиевом полевоом шпате. Подобные породы описаны нами в керне скважин Большетагнинского щелочного массива.

Важно отметить, что циркон присутствует в тесной ассоциации с ксенотимом и анатазом, при этом ксенотим часто образует каймы вокруг циркона или хаотично прорастает в нем (затрудняя выделение

монофракции циркона). Зерна циркона имеют кристаллографический облик и четкую осцилляторную зональность.

На основе U-Th-Pb датирования циркон из двух проб высококалийевой пирокластики в районе рек Уват и Кременьшет оценен их возраст. Определение U-Pb возраста циркона проводилось методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element XR (Thermo Finnigan) с системой лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). В качестве стандарта использовался стандарт GJ-1, а независимая проверка корректности измерений проводилась по стандарту 91500. В первом случае было изучено 95 зерен циркона, из них 5 имели дискордантность выше 5 % и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Наиболее древние зерна циркона имеют архейские и палеопротерозойские возрасты. Возраст основной популяции цирконов (более 50 зерен) оценен в интервале 630-650 млн лет, средневзвешенное значение возраста составляет 640 млн. лет. Во второй пробе было проведено U-Th-Pb датирование 45 зерен циркона и получена оценка возраста на рубеже 634 млн лет.

О связи высококалийевых пород Присяня с производными мантийных расплавов указывают Lu-Hf-изотопные данные для популяции циркона с возрастом 630-640 млн лет. Первичные отношения изотопов гафния в них варьируют в диапазоне от 0.282883 до 0.282591 при $\epsilon\text{Hf}(t)$ от +18 до +2.3, указывая на изотопную гетерогенность и не имеют различий между двумя пробами высококалийевой пирокластики удаленных друг от друга более чем на 50 км. Первичные изотопные отношения гафния для многих изученных зерен циркона близки к параметрам умеренно деплетированной мантии. При этом, строго разграничить цирконы с различными изотопными данными не представляется возможным. В данном случае, можно судить о изотопно-гетерогенной природе источника поступления материала при формировании высококалийевой пирокластики. Полученные первичные отношения изотопов гафния и $\epsilon\text{Hf}(t)$ схожи с таковыми для карбонатитов Белозиминского массива. Таким образом, можно считать, что время проявления высококалийевого вулканизма происходило на рубеже 640-630 млн лет назад и связан с синхронным проявлением щелочного магматизма в пределах юга-запада Сибирской платформы. Прерывистая полоса коренных выходов высококалийевой пирокластики протягивается более чем на 700 км от Иркутска до Канска. О масштабном этапе тектоно-магматической активизации на юге Сибирской платформы в это время так же свидетельствуют господствующие популяции детритовых зерен циркона в изученных нами вендских песчаниках Присяня и Енисейского кряжа. Изучение стратифицированной осадочно-вулканогенной последовательности Присяня позволило нам восстановить все стадии позднерифейского рифтогенеза - от зарождения рифта до открытия морского бассейна.

В настоящий момент на основе наших исследований можно уверенно утверждать, что образование Шангулежского, Никольского и Аршанского месторождений Mn связано с позднерифейскими процессами активного рифтогенеза, где на стадии раскрытия рифта синхронно с проявлением высококалиевого вулканизма во внутриконтинентальных обстановках происходило формирование рудных залежей. С начальной стадией образования рифтогенной впадины связаны месторождения золота в конгломератах Хужирского месторождения, которые подстилаются кварцито-сланцевой толщей рециклированных осадков и перекрывается высококалиевой пирокластикой и продуктами ее выветривания. В тяжелой фракции матрикса конгломератов нами в большом количестве установлены касситерит, колумбит, монацит, циркон, рутил, турмалин, ильменит, рабдофан, хромит. Последний, по своим химическим характеристикам попадает в поле составов хромитов из включений в алмазах и выявлен нами так же в тяжелой фракции матрикса конгломератов в верховье реки Каменка. Это указывает на широкое распространение ультраосновных пород на эродируемой суше в позднем докембрии на данной территории. В верхней части разреза вулканической последовательности в высококалиевой пирокластике установлена геохимическая аномалия Li от 150 до 900 г/т. При этом до планомерной оценки минерагенического потенциала установленной новой позднедокембрийской вулканической провинции на юге Сибирской платформы еще далеко, так как для этого отсутствует актуальная геологическая основа.

Новые изотопные Nd характеристики редкометалльных гранитов Зашихинского Ta-Nb месторождения

Лыхин Д.А.¹, Алымова Н.В.², Воронцов А.А.², Ковач В.П.³, Дриль С.И.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГХ СО РАН, Иркутск; ³ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Были проведены изотопно-геохимические исследования на одном из перспективнейших объектов редкометалльного стратегического сырья России - Зашихинском Ta-Nb месторождении. Оно расположено в центральной части Восточного Саяна в пределах Восточно-Саянской редкометалльной металлогенической зоны (ВСМЗ). Руды месторождения характеризуются самыми высокими содержаниями тантала в России [1], а также обогащены редкоземельными элементами иттриевой подгруппы. Наиболее полное геологическое описание

Зашихинского месторождения приведены в работах [2, 3, 4, 5]. Месторождение приурочено к апикальной части Хайламинского массива редкометальных щелочных гранитов с возрастом 267 ± 1 млн. лет [6]. Апикальная часть массива, шириной 50-100 м сложена альбититами и кварц-альбитовыми гранитами. Вниз по склону альбититы сменяются зоной лейкократовых кварц-микроклин-альбитовых гранитоидов с характерным горошковидным кварцем и литиевыми слюдами. На более низких гипсометрических уровнях отмечается зона кварц-микроклин-альбитовых гранитов с пойкилокристаллами амфибола, которая далее вниз по разрезу массива сменяется выходами кварц-микроклин-альбитовых гранитов с характерным игольчатым амфиболом и биотитовыми гранитами. Мы выделяем в пределах Зашихинского месторождения четыре разновидности редкометальных пород: граниты с игольчатым амфиболом, граниты с амфиболом пойкилитового облика, лейкограниты с горошковидным кварцем, кварц-альбитовые граниты и альбититы.

Изотопные Sm-Nd исследования выполнены в ИГГД РАН и ИГХ СО РАН по методике, описанной в работе [7]. Точность определения концентраций самария и неодима составила $\pm 5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ), средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составило 0.511896 ± 9 .

По содержанию петрогенных элементов породы месторождения отвечают щелочным и субщелочным гранитам, а так же относятся к высоко-железистым образованиям ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0.89-0.99$) и по классификации гранитоидов [8] попадают в поле гранитов А-типа. Граниты месторождения характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов - Li, Br, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, PЗЭ и низкими - Ba, Sr, Ti, Eu. Для геохимического спектра гранитов характерно существенное обогащение тяжелыми лантаноидами ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.1-0.9$).

Были проведены изотопно-геохимические исследования по всем основным типам пород Зашихинского месторождения. Полученные изотопные Sm-Nd данные по щелочным гранитам Зашихинского месторождения характеризуются следующими значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ для щелочных гранитов с «игольчатым» и «пойкилитовым» амфиболом 1.4 и 1.6, с горошковидным кварцем 0.9, для кварц-альбит-микроклиновых (которые являются переходной разностью к альбититам) -1 и -1.7, и в альбититах 0.1 и - 1.2. Значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ во всех гранитах кроме гранитов с амфиболом сильно завышенные, что может говорить о присутствии в минеральном составе этих гранитов большого количества минералов носителей тяжелых PЗЭ. Это так же подтверждает, что валовые пробы проанализированных пород с большим количеством минералов носителями PЗЭ не могут достоверно интерпретироваться

Sm-Nd методом. По величине $\epsilon Nd(T)$ Зашихинские граниты близки к редкометальным гранитам Катугинского Ta-Nb месторождения - 0.6 и - 1.7 [9] и к среднепалеозойским щелочным гранитам огнитского комплекса - 2, широко развитым в Восточном Саяне [10]. Гранитно-метаморфические комплексы фундамента Сибирской платформы [11] имеют значения величин $\epsilon Nd(T)$ от - 1.7 до - 8.

Для выявления природы исходных магм были использованы канонические отношения несовместимых элементов. Значения Zr/Nb в гранитах с амфиболом имеют близкие значения и локальное распространение, тогда как граниты с горошковидным кварцем и альбититы различаются друг от друга, что может быть связано с различными концентрациями в них редкоземельных минералов. Граниты Катугинского месторождения и огнитские щелочные граниты, по значению Zr/Nb отношения, образуют общее поле составов с гранитами Зашихинского месторождения. Некоторый разброс составов этих гранитов в сторону низких значений Zr/Nb может говорить опять же о появлении в этих гранитах большого количества минералов носителей РЗЭ.

По величине $\epsilon Nd(T)$ Зашихинские граниты близки к гранитам сходного по рудно-формационному типу Катугинского месторождения, которые образовались при взаимодействии с архейскими породами континентальной коры Чаро-Олекминского геоблока [9]. Вариации значений $\epsilon Nd(T)$ в гранитах Зашихинского месторождения от - 1.7 до 1.6 не слишком большие, что может говорить об однородности изотопного состава их источников. Таким образом, если рассматривать как пример близкое по типу Катугинское месторождение, где по изотопным данным вероятными источниками были породы континентальной коры Чаро-Олекминского геоблока, то для Зашихинского месторождения источниками могли быть гранитно-метаморфические комплексы фундамента Сибирской платформы и среднепалеозойские щелочные граниты огнитского комплекса.

Литература

- [1] Машковцев Г.А., Быховский Л.З., Рогожин А.А. и др. Перспективы рационального освоения комплексных ниобий-тантал-редкометальных месторождений России // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 9-13.
- [2] Архангельская В.В., Рязцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Москва. ВИМС. 2012. 191 с.
- [3] Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантало-ниобиевых месторождений России (редкометальные граниты). // Москва. Научный мир. 2014. 112 с.
- [4] Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554-568.
- [5] Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометальных щелочных гранитах Зашихинского массива // Записки российского минералогического общества. 2021. Ч. CL. № 1. С. 76-91

[6] Лыхин Д.А., Иванова А.А., Алымова Н.В. и др., Возраст Зашихинского редкометалльного месторождения (Восточный Саян): результаты U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований метамиктизованного циркона // Докл. РАН. 2024. Т. 519. № 9. С. 33-44.

[7] Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer. An application to oceanic basalts // Earth. Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269-278.

[8] Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. A-type granites, chemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. P. 407-419.

[9] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarova E.V., et al. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geol. 2017. Reviews 91. P. 246-263.

[10] Лыхин Д.А., Воронцов А.А. Новые изотопные Sr-Nd характеристики магматических пород и руд Снежного бериллиевого месторождения // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии (4-6 июня 2012 г.). Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 230-232.

[11] Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона. // Дис. ... докт. геол.-мин. наук. ИЗК СО РАН. Иркутск. 2019. 410 с.

Новые данные о возрасте везувианов из скарнов Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье)

Лыхин Д.А.¹, Стифеева М.В.², Сальникова Е.Б.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Ермаковское месторождение бериллия расположено в Западном Забайкалье. Оно относится к берtrandит-фенакитовой рудной формации. Наиболее полно его геолого-минералогическое, геохимическое, изотопное и геохронологическое описание приведено в работах [1, 2, 3, 4]. В строение Ермаковского рудного поля принимают участие интрузивные, изверженные, осадочные и метаморфические породы, стратифицированные образования занимают около четверти площади рудного поля. Магматические породы сформировались в процессе трех этапов - дорудном, синрудном и пострудном [4]. К дорудному этапу - 333-302 млн. лет относится массив габброидов, дайки и малые тела гранитов, пегматитов и гнейсограниты заганского комплекса. К синрудному этапу - 227-224 млн. лет отнесено образование различных по составу даек базитов, сиенитов-гранитов, штокообразных массивов щелочных кварцевых сиенитов (массив "Сиенит") и щелочных лейкогранитов (массив "Шток") малокуналейского комплекса. На этом этапе произошло также образование разнообразных по составу бериллиевых руд. Пострудный этап - 161 млн. лет представлен дайкой трахириолитовых фельзит-порфиров кижингинского комплекса, а также

раннемеловыми вулканическими толщами, развитыми за пределами месторождения в пределах Кижингинской впадины.

На месторождении встречаются форстеритовые скарны возраст и происхождение которых до конца не выяснен, а также широко распространены известковые скарны и скарнированные породы. Скарны развиваются по метаосадочным и интрузивным породам и распространены в основном вдоль массива "Шток" и его апофиз. Наиболее благоприятны для скарнирования известняки. Мощность зоны скарнирования изменяется от 0.1 м в метапесчанниках до 200 м в известках. Скарны представляют собой массивные, пятнисто-массивные, грубополосчатые породы серовато-зеленого цвета. Главными пороодообразующими минералами являются диопсид, гранат и везувиан. По количественным соотношениям этих минералов выделяют диопсидовые, гранат-диопсидовые, гранат-диопсид-везувиановые разновидности. В переменных количествах в скарнах содержатся кальцит, флогопит, альбит, калиевый полевой шпат, волластонит, эпидот, скаполит, кварц, апатит, сфен; реже встречаются флюорит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит, пирит, молибденит, ортит. Положение скарнов не совсем ясно, возможно, что часть скарнов было образовано ещё при внедрении дорудного массива габброидов.

Из скарнов был выделен везувиан, выделение производилось в ИГЕМ РАН. Везувиан имеет размер от первых мм. до первых см. U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования везувиана проводилось в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН. Было проанализировано три микронавески везувиана. Содержание урана в них варьирует в пределах 9.81 - 12.23 мкг/г. Для коррекции влияния захваченного свинца, были введены поправки на изотопный состав свинца когенетичного галенита. Средний возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 227 ± 2 млн. лет (СКВО=2.00) (Рис. 1).

Возраст, определенный по везувиану из скарнов, в пределах ошибки совпадает с возрастом, полученным для богатых бериллиевых руд месторождения 224 ± 5 млн. лет [4], эти определения были сделаны Rb-Sr методом по КПШ, слюде и флюориту из ранних богатых флюорит-кпш-фенакитовых и бертрандитовых руд. Возрасты, полученные Ar-Ar методом по минералам из руд поздних ассоциаций, сильно отличаются - 186-170 млн. лет [5]. Такое расхождение в возрастах нельзя объяснять только тем, что минералы померены разными изотопными методами и в них по-разному и на протяжении долгого времени закрывались изотопные системы. Становление Ермаковского месторождения было долгим и многоэтапным [1, 2, 3]. Более молодые определения возраста были получены по милариту и ассоциирующим с ним минералам, которые развиваются по основным богатым флюорит-кпш-фенакитовым и бертрандитовым рудам. Поэтому, полученные по ним возрастные характеристики не отвечают реальному времени становления

месторождения, а указывают на более поздние процессы, приведшие к перекристаллизации и образованию более поздних рудных ассоциаций. Полученные одновозрастные характеристики - 227-224 млн. лет для скарнов, руд и синрудных магматических пород месторождения подтверждают их генетическую связь.

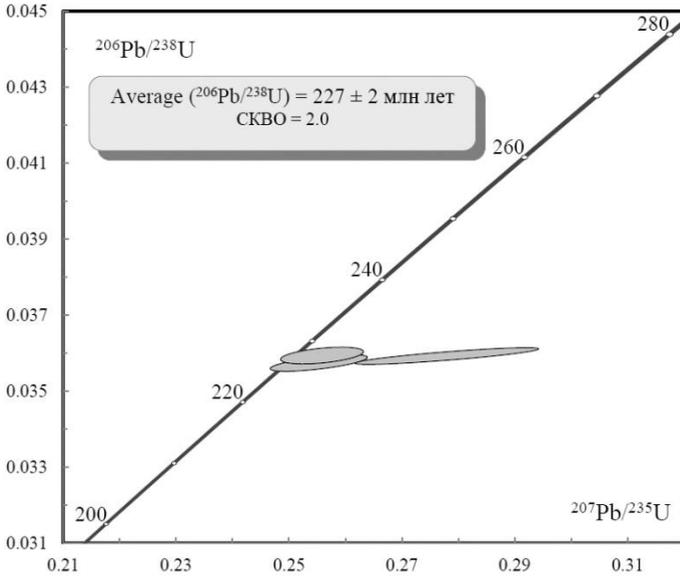


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для везувиана из скарнов

Литература

- [1] Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. М.: Недра, 1975. 248 с.
- [2] Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114-127.
- [3] Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. 353 с.
- [4] Лыхин Д.А, Ярмолук В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // Москва. ГЕОС. 2015. 256 с.
- [5] Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Юдин Д.С. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Ермаковского F-Ве месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // ДОК РАН. Т. 505. № 1. 2022. С. 18-23.

Результаты Re-Os датирования пирита золото-сульфидной минерализации месторождения Верхняяюское-2 (кряж Манитанырд, Полярный Урал)

Майорова Т.П.^{1,2}, Ефанова Л.И.¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

Проблема прямого определения возраста рудной минерализации по-прежнему стоит достаточно остро из-за ограниченного количества геохронологических методов и многочисленных ограничений их использования. Одним из них является Re-Os изотопное датирование сульфидов, в основном молибденита, но в последнее время и других минералов - пирита, арсенопирита, халькопирита. Нами предпринята попытка определения абсолютного возраста золотого оруденения месторождения Верхняяюское-2 на Полярном Урале методом Re-Os датирования золотоносного пирита. Основные коренные месторождения и проявления золота на севере Урала сосредоточены в Манитанырдском и Кожимском районах. Возраст золотой минерализации по-прежнему остается дискуссионным. Геологические данные говорят в пользу докембрийского возраста оруденения - локализация только в допалеозойских породах, несогласно перекрытых чехлом более молодых отложений. В то же время немногочисленные изотопно-геохронологические данные по сопутствующим оруденению силикатам и самому золоту ((U-Th)/He метод) - об их молодом возрасте (СЗ-Р1), соответствующем времени уральской коллизии. Месторождение Верхняяюское-2 относится к жильному золото-кварц-сульфидному типу, рудообразование проходило в две стадии: раннюю золото-пирит-арсенопиритовую с тонкодисперсным золотом в пирите и арсенопирите и позднюю халькопирит-галенит-сфалеритовую со свободным золотом [1].

Аналитические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Re-Os датирование проводилось по монофракции пирита представительной пробы ЗТ-1472-1, отобранной на участке жильно-густовкрапленной минерализации в лежачем боку кварц-сульфидной жилы с содержанием Au 27.6 г/т. Проба была раздроблена, разделена в бромформе и по фракциям магнитности. Монофракция пирита отбиралась вручную под бинокулярной лупой из немагнитной фракции, размер зерен соответствовал фракции 0.5-1.0 мм. Чистота монофракции контролировалась визуально, сростки пирита с кварцем и другими сульфидами из монофракции удалялись. Для анализа из монофракции

отобрано шесть навесок пирита весом от 191 до 236 мг, первоначальный вес монофракции составлял 6 г.

Выделение и очистка рения и осмия для изотопного анализа выполнялась по общепринятой методике [2]. Изотопный состав осмия измерен в отрицательно-заряженных ионах на твёрдофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (ThermoScientific) на умножителе в динамическом режиме регистрации ионных токов. Измерения изотопного состава и концентрации рения проводились на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune (Thermo Scientific) в режиме низкого разрешения.

Концентрация рения в разных навесках пирита колеблется от 0.639 до 2.041 мг/т, осмия - от 0.024 до 0.358 мг/т, т.е. наблюдается гетерогенное распределение в минерале обоих элементов. Отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ варьирует от 6.589 до 291.482, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - от 0.3112 до 3.0095. В результате анализа получены две изохроны. Одна изохрона с возрастом 584 ± 13 млн лет (3 точки), начальным отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.171 \pm 0.011$ и СКВО=0.51. Начальное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.171 \pm 0.011$ не сильно отличается от оценки состава верхней мантии (0.1262 [3]), и существенно ниже, чем в типично коровых породах (≥ 1 [4]). Это может указывать на смешанный состав осмия в минералообразующем флюиде из различных источников при незначительной роли корового материала.

Вторая изохрона с возрастом 574 ± 46 млн лет (4 точки), начальным отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.198 \pm 0.088$ и СКВО=75, характеризуется крайне высокой величиной СКВО и погрешностью возраста (46 млн лет), но тем не менее определяет линейный тренд с начальным отношением изотопов осмия 0.198 ± 0.088 . В этом случае начальное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.198 \pm 0.088$ больше отличается от оценки состава верхней мантии, но все равно существенно ниже, чем в типично коровых породах. Таким образом, начальные отношения осмия по двум изохронам немного различаются между собой, но не противоречат друг другу, хотя доля корового материала во втором случае возрастает. Это, вероятно, обусловлено вариациями начального изотопного состава осмия в различных навесках пирита.

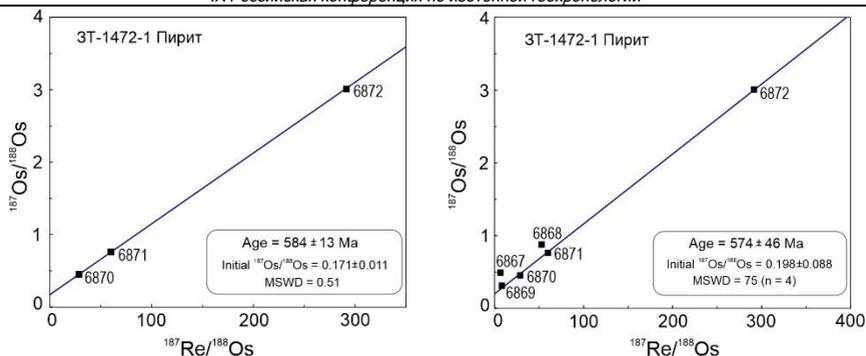


Рисунок. Re-Os изохронные диаграммы для пирита месторождения Верхняяюсское-2. Залитые квадраты - номера навесок.

Геологически значимым результатом проведенного исследования следует рассматривать получение возрастной оценки формирования золотосульфидной минерализации (по пириту) 584 ± 13 млн лет, соответствующей раннему венду и подтверждающую наличие докембрийского этапа рудообразования на севере Урала. Изучение Re-Os изотопной системы пирита позволяет предположить участие в рудообразовании двух источников осмия с разным $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношением - 0.171 ± 0.011 и 0.198 ± 0.088 соответственно, что указывает на смешанный состав осмия в минералообразующем флюиде из различных источников при преобладающей доле мантийного материала и незначительной роли корового материала. Взаимосвязь древнего этапа золотого оруденения с магматизмом остается неопределенной.

Литература

1. Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокерина Н.В., Филиппов В.Н. Золоторудная минерализация Верхняяюсского месторождения на Полярном Урале // Записки РМО, 2011. Ч. СХХХ. № 4. С. 58-71.
2. Birck J.L., Barman M.R., Capmas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostandards Newsletter, 1997. V. 20. P. 19-27.
3. Carlson R.W. Application of the Pt-Re-Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology // Lithos. 2005. Vol. 82. Iss. 3-4. P. 249-272.
4. Esser B.K., Turekian K.K. // Geochim. et cosmochim. acta. 1993. V. 57. P. 3093-3104.

Изотопно-геохимические индикаторы генезиса и прогноза богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Полярной Сибири

Малич К.Н.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения Норильской провинции вмещают богатейшие комплексные руды на Земле, содержащие 15 % земных ресурсов сульфидного Ni и 27 % ресурсов Pd наряду с другими стратегическими металлами. По экспертным оценкам имеющихся и отработанных исторических запасов месторождений общая стоимость всех металлов в ценах 2020 г. превышает 1.3 триллиона долларов, где доля платиноидов составляет около 60 % [7]. Уникальные месторождения платиноидов, никеля и меди приурочены к трем промышленно-рудноносным интрузивам (Хараелахскому, Талнахскому и Норильск-1). Промышленное значение сульфидных платиноидно-медно-никелевых (ЭПГ-Cu-Ni) месторождений предопределяет необходимость постоянного совершенствования существующих моделей их образования и критериев прогнозирования богатых сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд.

На основании выявленных закономерностей изотопного состава осмия, свинца, серы и меди ключевая роль в образовании сульфидных платиноидно-медно-никелевых (ЭПГ-Cu-Ni) руд норильского типа отводится глубинным магматическим камерам [2, 3, 6, 9-11, 13, 14 и др.]. Гомогенный изотопный состав серы в массивных и вкрапленных рудах Октябрьского ($\delta^{34}\text{S}=12.66\pm 0.49\text{‰}$) и Талнахского ($\delta^{34}\text{S}=10.92\pm 0.62\text{‰}$) месторождений свидетельствует в пользу контаминации мантийных магм «коровым» компонентом, которая происходила не на месте внедрения интрузивных тел, а в более глубоких условиях, где и была достигнута гомогенизация изотопного состава серы и генерация сульфидного расплава [2]. Вариации изотопного состава меди ($\delta^{65}\text{Cu}$) обусловлены различием изотопных параметров рудного вещества первичных магм, сформировавших сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды промышленных месторождений (от -1.1 до 0.0 % для Талнахского месторождения и от -0.1 до 0.6 % для месторождения Норильск-1). Для изотопно-лёгких составов меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -2.3 % до -0.9 %) сульфидных руд Хараелахского месторождения допускается возможность участия внешнего источника меди (например, самородной меди Арылахского месторождения - $\delta^{65}\text{Cu} = -1.9\pm 0.15\text{‰}$ [10]).

Важным ключом к пониманию происхождения месторождений Норильской провинции является анализ глубинного строения земной

коры, позволяющий связывать формирование платиноидно-медно-никелевых месторождений с долгоживущими палеорифтогенными системами литосферы, имеющими типичные для таких структур геолого-геофизические параметры [1]. Предложенная нами [12] трехстадийная модель формирования богатых ЭПГ-Cu-Ni руд обосновывается внедрением в основание земной коры значительных по объему ультрамафитов с мантийными сульфидами (стадия 1), последующим концентрированием сульфидной жидкости и контаминацией коровым веществом в долгоживущих промежуточных магматических камерах (стадия 2), (iii) захватом и перемещением сульфидного вещества вместе с ультрамафитами в современные камеры более поздними преимущественно мафитовыми расплавами (стадия 3).

На протяжении всей истории открытия и изучения Норильского рудного района велся непрерывный поиск надежных критериев и признаков прогноза месторождений цветных и благородных металлов, связанных с ультрамафит-мафитовыми интрузивами. Главными из них являются глубинные, структурные, магматические и литолого-стратиграфические критерии; важны также петрохимические, минералогические, метаморфические, литогеохимические, гидрогеохимические и другие признаки [2, 5 и ссылки в них].

Использование оригинальных подходов при изучении сульфидных ЭПГ-Cu-Ni месторождений Полярной Сибири позволило на их примере предложить новые предпосылки и признаки прогноза для поиска подобных месторождений [2, 4, 8, 11 и др.]. Наиболее значимыми информационными параметрами при оценке рудоносности ультрамафит-мафитовых интрузивов являются изотопные составы осмия, серы и меди в Cu-Ni сульфидах. При этом, главным индикатором рудоносности является идентичность по изотопному составу вкрапленных сульфидов в оцениваемом объекте с теми сульфидами, которые формируют руды крупнейших месторождений. Соответственно такому подходу были выявлены интрузивные тела с вкрапленными сульфидными рудами, для которых изотопные составы осмия, серы и меди идентичны таковым в промышленных ЭПГ-Cu-Ni месторождениях. Наиболее перспективными для обнаружения богатых ЭПГ-Cu-Ni руд являются Черногорский и Дюмталейский ультрамафит-мафитовые интрузивы. Таким образом, апробирован новый критерий научного прогноза, позволяющий оценить перспективы выявления богатых сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд в ультрамафит-мафитовых интрузивах Полярной Сибири.

Исследование выполнено при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№№ госрегистрации АААА-А18-118052590026-5 и 122022600107-1).

Литература

1. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. / В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Геофизика. Т. 8. М., 1984. С. 27-42.
2. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. 287 с.
3. Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. / *Петрология*. 2018. Т. 26. № 3. С. 282-316.
4. Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М. и др. / *Петрология*. 2020. Т. 28. № 5. С. 511-544.
5. Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 102 с.
6. Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. / *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 495-515.
7. Barnes S.J., Malitch K.N., Yudovskaya M.A. / *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1157-1172.
8. Isotope Geology of the Norilsk deposits (Ed. Petrov O.V.). Cham: Springer Nature, 2019. 306 p.
9. Malitch K.N., Latypov R.M. / *Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49. № 6. P. 1653-1677.
10. Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. / *Lithos*. 2014. V. 204. P. 172-187.
11. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. / In: Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time (Eds. Mondal S., Griffin W.L.), Elsevier Inc., 2018. P. 197-238.
12. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. / *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1195-1212.
13. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. et al. / *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 4179-4197.
14. Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al. / *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 1153-1165.

Изотопный возраст минералов из пород Ирбитейского габброидного массива (Тува): соотношение датировок по роговой обманке, биотиту, калиевому полевому шпату и циркону

Монгуш А.А.¹, Травин А.В.², Дружкова Е.К.¹

¹Тувикопр СО РАН, Кызыл; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск

Ирбитейский габброидный гипабиссальный массив образован из субдукционно модифицированного деплетированного мантийного источника в островодужной геодинамической обстановке [1]. Вмещающие массив породы представлены известняками и покровами пиллау-лав базальтов мощностью 1.5-2 м (Є1 серлигская свита) и вулканитами основного состава (V2 кадвойская свита). Массив имеет лакколитообразную форму с силлоподобными апофизами во вмещающей толще. Вулканогенные породы на контакте с габброидами массива ороговикованы, а в известняках по мере приближения к контакту появляются вкрапления крупных (~1 см) кристаллов

коричневого граната вплоть до образования почти мономинеральной гранатовой породы. Массив сложен оливиновыми и безоливиновыми габбро и габброноритами, оливин-амфиболовыми норитами и габброноритами, в краевой фации - габбродиоритами и амфиболизованными габбро, а также собственными дайками габброноритового и габбродиоритового состава. Для пород массива характерны габбровые, пойкилитовые, пойкило-офитовые и габбро-офитовые микроструктуры. Габброиды массива отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 , низкими - TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и суммы $P_3Э = 4.4-20.4$ г/т, при $(La/Yb)_N = 0.6-1.0$, $(Gd/Yb)_N = 1.3-1.4$, а также надсубдукционными геохимическими признаками и $\epsilon Nd(T) = +7.8$ [1].

Массив прорван островодужными гранитоидами диорит-тоналит-плагиогранитной (ДТП) ассоциации (527-518 млн л). В частности, возраст гранитоидов из обрамления габброидного массива в пределах 8 км от него, определённых U-Pb методами по цирконам, составляет (от дальних к ближним к Ирбитейскому массиву): 527 ± 3 млн лет - плагиогранит [2], 524 ± 3 млн лет - плагиогранит [2], 522 ± 4 млн лет - кварцевый диорит [3], 520 ± 2 млн лет - плагиогранит [4], 518 ± 3 млн лет - плагиогранит [2], 518 ± 2 млн лет - кварцевый диорит [1]. Зона контакта габброидов Ирбитейского массива и пород ДТП ассоциации представлена, как правило, маломощными перемятыми и дроблёными габброидами, пронизанными мелкими жилками кварц-полевошпатового состава, исходящими из более поздних плагиогранитоидов [3].

О возрасте Ирбитейского массива опубликованы следующие данные: 539 ± 6 млн лет - ^{39}Ar - ^{40}Ar возраст роговой обманки из биотитсодержащего оливин-роговообманкового норита ТИ-126 [1] (50.82864° 093.12350°), 529 ± 3 млн лет - SHRIMP II возраст цирконов из пробы 3624-2 роговообманкового габбро, отобранной, согласно координатам точки отбора пробы [5], из краевой фации в восточном эндоконтакте массива. В пределах ошибки эти две датировки согласуются. Для калиевого полевого шпата из пробы 3624-2 получен относительно молодой ^{39}Ar - ^{40}Ar возраст 476 ± 10 млн лет [2, 5].

Нами получены дополнительные данные об ^{39}Ar - ^{40}Ar возрасте биотита из образца ТИ-126. К описанию этого образца [1] добавим, что биотит в виде отдельных листочков и веерообразных агрегатов развивается в межзерновых пространствах, по трещинам и по границам зерен, а также вокруг рудного минерала. Исходя из петрографических особенностей образца ТИ-126 и деплетированного состава габброидов Ирбитейского массива можно заключить, что генезис биотита является постагматическим.

Согласно полученным данным в возрастном спектре биотита наблюдается плато из двух ступеней с рассчитанным значением $T = 515 \pm 7$ млн лет (рис.).

Итак, в образце ТИ-126 сосуществуют первичномагматический амфибол, в целом сохранивший свою К-Аг изотопную систему при термальном воздействии постмагматических интрузий, и постмагматический биотит, образование которого можно связать с внедрением более поздних островодужных $\epsilon 1$ гранитоидов с возрастом ~ 518 млн л.

В спектрах как роговой обманки [1], так и биотита (рис.) из обр. ТИ-126 присутствуют ступени с более молодыми возрастaми ~ 478 и ~ 470 млн лет соответственно, которые обусловлены, вероятно, термальным воздействием $O 1$ аккреционно-коллизийных гранитоидов [3, 4]. О вещественном воздействии этих гранитоидов может свидетельствовать ^{39}Ar - ^{40}Ar возраст - 476 ± 10 млн л - явно наложенного кпш в образце 3624-2 [5].

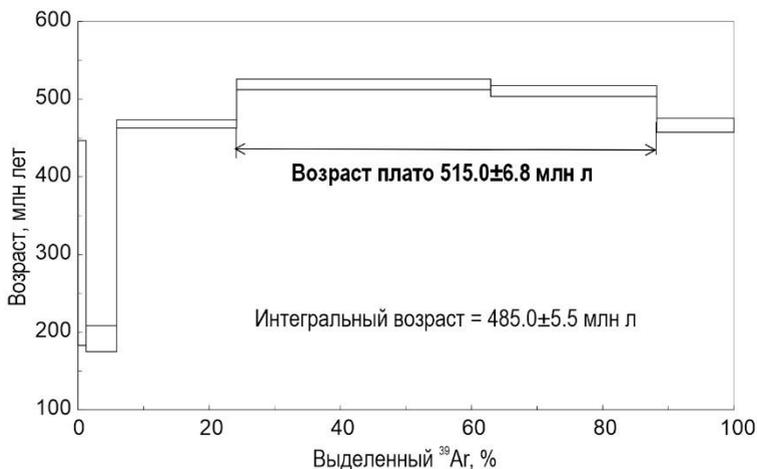


Рисунок. ^{39}Ar - ^{40}Ar спектр возраста биотита из образца ТИ-126. ^{39}Ar - ^{40}Ar изотопные исследования выполнены в ИГМ СО РАН на масс-спектрометре «Noble gas 5400» фирмы Микромасс (Англия).

Таким образом, возраст образования габброидов Ирбитейского массива, установленный с помощью датирования роговой обманки и циркона, находится в пределах 539-529 млн лет, а изотопные возрасты постмагматического биотита ~ 515 млн лет и кпш ~ 476 млн лет фиксируют внедрение более молодых гранитоидов на островодужном и аккреционно-коллизийном этапах.

Авторы благодарны В.А. Попову и А.М. Сугораковой за совместные полевые исследования в 2006-2007 гг, а также Л.И. Петровой за выделение монофракции биотита под бинокляром.

Литература

1. Монгуш А.А. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны // Геология и геофизика, 2011, № 5.
2. Ветров Е.В. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-таннуольского сектора // Геология и геофизика, 2019, № 5.
3. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм АССО и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.
4. Руднев С.Н. и др. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм V-PZ₁ гранитоидов Тувы // Геология и геофизика, 2020, № 10.
5. Vetrov E.V. et al. Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone: Constraints from multi-method geochronology // Minerals, 2020, 10 (1), 56.

Типоморфные свойства минералов платины в разработке геохронометров ^{190}Pt - ^4He метода датирования

Мочалов А.Г.¹, Галанкина О.Л.¹, Якубович О.В.^{2,1}

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПбГУ, Санкт-Петербург

Старт в решении проблемы прямого датирования МПГ был сделан Ю. А. Шуколюковым, последующая разработка которого в ИГГД РАН стала основой ^{190}Pt - ^4He метода изотопного датирования [1]. Главный атрибут ^{190}Pt - ^4He метода - Pt-He геохронометр принадлежащий времени формирования материнского источника. Им мог быть только минерал платиновой группы (МПГ) обладающий типоморфными свойствами (ТС) генезиса образования минералого-геохимического типа МПГ (Тип-МПГ) россыпеобразующей или рудной формации. Для разработки изотопного Pt-He датирования был сделан выбор в пользу щелочно-ультраосновных массивов Алданского щита Кондёр и Чад, с которыми связаны соответственно уникальное и среднее россыпные месторождения платиновых металлов, а минералогия элементов платиновой группы (ЭПГ) всесторонне изучена минералогическим, химическим и аффинажным способами. Эти объекты отличаются от массивов ультраосновных формаций складчатых областей, которые являются тектонически разрозненными отторженцами от первоначального положения в литосфере. Для разработки ^{190}Pt - ^4He метода были использованы содержащие платину зёрна МПГ (размером 0.25-1.0 мм) непосредственно из протолочных проб коренных пород, полированных шлифов сколков пород и шлихов, отобранных в результате многолетних геолого-съёмочных исследований коренных источников и подсчёта запасов блоков месторождений платиновых металлов Объектов-Кондёр и - Чад.

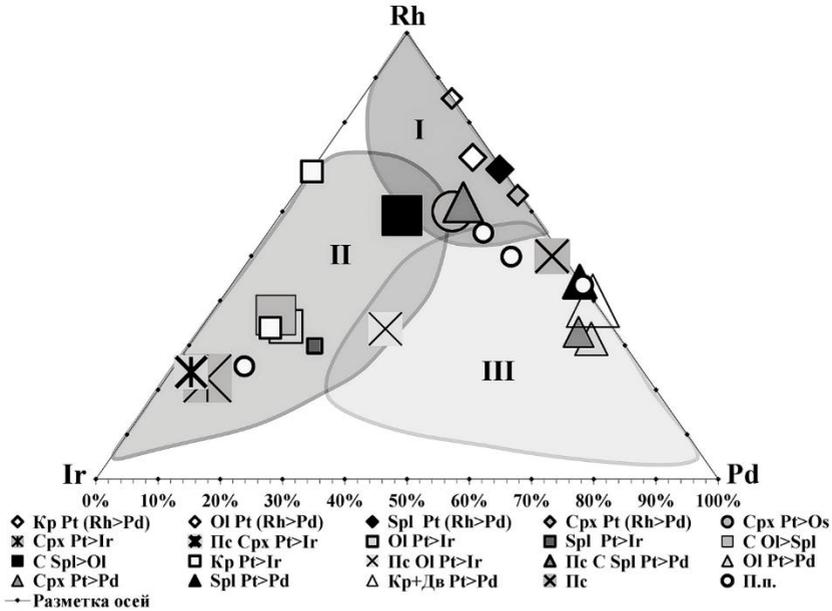


Рисунок. Диаграмма процентного соотношения атомарного количества Ir, Rh и Pd МГСП Типов-МПГ и 8 геохронометров ^{190}Pt - 4He метода датирования (показаны средние значения 278 анализов EPMA). Их срастания с минералами силикатной матрицы массива Кондёр (расшифровка условных обозначений в тексте). Поля распространения МГСП Типов-МПГ: I - Pt-, Pt>Rh-тип и Pt>Os-типов; II - Pt>Ir-типа; III - Pt>Pd-типа. Пс - псевдоморфозы. Кр - кристаллы. Дв - кристаллические двойники. С - самородки. п.п. - МГСП из протолочных проб.

Установлено, что на Объекте-Кондёр в полной мере распространены пять Типов-МПГ: 1) магматогенный Pt-тип; магматогенно-флюидно-метасоматические: 2) Pt>Rh-тип, 3) Pt>Os-тип, 4) Pt>Pd-тип; 5) флюидно-метаморфогенный Pt>Ir-тип. На Объекте-Чад некоторые Типы МПГ распространены не в полной мере, а Pt>Pd-тип - незначительно. Типы-МПГ с вмещающими их породами составляют собственные россыпеобразующие формации. Главными минералами Типов МПГ являются минералы группы самородной платины (МГСП): 1) самородная платина, 2) изоферроплатина, 3) тетраферроплатина и их 4) минеральные криптоагрегаты. МГСП лежат в основе понимания генезиса платинометаллических формаций. Обосновано положение о том, что ТС МГСП являются индикаторами рудообразующих процессов формирования Типов-МПГ в ходе образования магматических пород плутонов и их метасоматических и метаморфических преобразований в результате поздних магматогенных циклов [2].

Пять Типов-МПГ представляют 4-е группы МГСП с ТС химического состава (Pt и Pt>Rh, Pt>Os, Pt>Pd, Pt>Ir). Эти группы и являются основой

4-х типоморфных геохронометров (рис.). Кроме того, МГСП каждого Типа-МПГ представляют индивиды и мономинеральные агрегаты в сростках с: Срх, Spl и Ol (рис.). Минералы из разных сростаний сами по себе, так же имеет характерный для каждого Типа-МПГ химический состав: 1) Срх - диопсид, авгит, эгирин, 2) Spl - $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Fe,Al})_2\text{O}_4$, $(\text{Fe,Mg})(\text{Cr,Fe,Al})_2\text{O}_4$, $(\text{Fe,Mg})(\text{Fe,Cr,Al})_2\text{O}_4$, 3) Ol - форстерит с различным содержанием Fe и Ni. Именно этим обстоятельством обусловлена группа из 7-и геохронометров для датирования ^{190}Pt - ^4He возраста. ^{190}Pt - ^4He измерения 7-и типоморфных геохронометров в купе с ТС МГСП изученных образцов всех Типов-МПГ не только определяют их возраст, но и датируют циклические рудообразующие процессы при становлении ультраосновных пород: 1) на Объекте-Кондёр продолжительностью 28 ± 6 млн лет (143 ± 7 - 115 ± 6 млн лет); 2) на Объекте-Чад - 16 ± 6 млн лет (123 ± 6 - 107 ± 6 млн лет). Кроме того в Pt>Pd-типе на Объекте-Кондёр выделены 3-и геохронометра: 1) кристаллы МГСП; 2) сперрилит - PtAs₂; 3) звягинцевит - Pd₃Pb (с содержанием Pt до 9 мас.%). Результаты Pt-He датирования четырех независимых геохронометров рудных и минеральных скоплений МПГ Pt>Pd-типа показали их идентичность - 129 - 124 ± 6 млн лет. Это соответствует эпохе становления жильного дайкового комплекса козьвитов и щелочных пород. Показано, что точность ^{190}Pt - ^4He возраста рассчитанного по уравнению тангенса угла наклона изохрон 10-и геохронометров отражающих ТС МПГ, воспроизводится на основании двух десятков конкретных измерений.

Исследования выполнены: 1) в рамках Государственного задания ИГГД РАН, тема № FMUW-2022-0002; 2) с использованием оборудования ЦКП «АИРИЗ» (ИГГД РАН).

Литература

1. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20 № 6. С. 545-559.
2. Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // М.: Минералогический Альманах. Серия: Знаменитые минералогические объекты России. 2019. Т. 23. Вып. 3. 128 с.

Соотношение времени формирования щелочно-карбонатитовых комплексов Урала и связанных с ними процессов редкометалльного рудообразования

Недосекова И.Л.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Ильмено-Вишневогорский (ИВК) и Булдымский карбонатитовые комплексы Южного Урала представляют собой деформированные карбонатитовые комплексы линейного типа, претерпевшие тектоническую эволюцию в результате аккреционно-коллизионных процессов и герцинской коллизионной орогении. С уральскими карбонатитовыми комплексами связаны месторождения ниобия и редких земель. Рудная Nb-REE-минерализация представлена минералами группы пирохлора, эшинитом и монацитом. Нами изучена связь рудной минерализации с различными фазами щелочного магматизма, пегматито- и карбонатитообразованием, карботермальными процессами, проведено датирование пород и редкометалльных минералов.

Результаты ранее проведенного датирования пород и минералов свидетельствуют о многоэтапном формировании ИВК [Чернышев и др., 1987; Крамм и др., 1993 и др.]. Для определения возраста и длительности этапов щелочно-карбонатитового магматизма и связанного с ним рудообразования нами были использованы как изохронные методы (Rb-Sr, Sm-Nd, TIMS), так и локальное U-Pb-датирование цирконов (SHRIMP II, LA-ICP MS). Установлен конкордантный U-Pb-возраст циркона ранних фаз ИВК миаскиотов - 420.7 ± 11 млн лет (S_2) и карбонатитов - 417 ± 2.8 млн лет (D_1). Ранние генерации цирконов ($Zr1$), обычно темные в CL (с высоким содержанием U и Th), иногда более светлые в CL (с более низким содержанием U и Th), иногда с осцилляторной зональностью (что типично для цирконов магматического происхождения), хотя встречаются и зерна однородные в CL. Включения в ранних цирконах редки и представлены биотитом и кальцитом.

В поздних фазах миаскиотов и карбонатитов ИВК ранние цирконы резорбированы и имеют нарушенные изотопные системы, а более поздние генерации циркона ($Zr2$), с реликтовыми пористыми ядрами, содержащими значительное количество включений (представленных пирохлором, кальцитом, апатитом, ильменитом, монацитом, торитом) образуют кластер 386 ± 7.6 млн лет (D_2). Кроме того, новообразованные кристаллы циркона ($Zr3$), прозрачные, бесцветные, хорошо ограненные,

иногда с осцилляторной зональностью широко развиты в поздних карбонатитах.

В миаскит-пегматитах и поздних карбонатитах определен нижнепермский U-Pb-возраст основной генерации циркона ($Zr3$): 280 ± 8 млн лет (P_1). Кристаллы циркона дипирамидального габитуса, размером 0.5-1 см, часто имеют крупноосцилляторную ростовую зональность и содержат включения минералов (КПШ, биотит, нефелин, альбит, вишневит, кальцит), многофазные включения (альбит, КПШ, биотит) и включения редкометаллических минералов - пирохлор, ильменит, рутил. В них отмечаются зоны деформаций и ориентированные системы трещин. Многие кристаллы обрастают по периферии новой зоной циркона с мелкоосцилляторной зональностью, при этом, следы деформаций и трещины в ней отсутствуют, что фиксирует перерыв в процессе цирконообразования. Конкордантный возраст этих зон циркона, образующихся на заключительном этапе рудообразования, 258 ± 4 млн лет. Почти во всех кристаллах циркона в режиме CL видны осветленные каймы твердофазовой рекристаллизации ($Zr4$), с неровными границами, секущими зоны с осцилляторной зональностью, которые показывают наиболее молодой возраст 249 ± 8 млн лет.

Rb-Sr-минеральная изохрона для миаскит-пегматита (валовая проба, нефелин, КПШ, биотит, канкринит, циркон) показала возраст - 274 ± 5 млн лет (P_1), подтверждая результаты датирования миаскит-пегматитов U-Pb-методом. Изохронное датирование поздних рудоносных (пирохлоровых) разностей карбонатитов также показало возрасты от нижней перми до раннего триаса (P_1-T_1): 254 ± 18 млн лет, Sm-Nd и 247 ± 4 млн лет, Rb-Sr (ИВК); 280 ± 53 млн лет, Sm-Nd (Булдымский комплекс).

Для определения возраста и продолжительности этапов рудообразования проведено U-Pb-датирование редкометаллических минералов группы пирохлора и монацита. Минералы группы пирохлора ИВК представлены уранпирохлором, фторкальциопирохлором, реже фторнатропирохлором и кенопирохлором. Уранпирохлор ($Pcl I$), богатый U-(Ta), кристаллизуется в ранних магматических фазах ИВК - в миаскитах и ранних карбонатитах (сёвитах I) Центральной щелочной полосы (ЦЩП). Та-(U)-содержащий фторкальциопирохлор ($Pcl II$) образуется в более поздних магматических фазах, в такситовых миаскитах и миаскит-пегматитах, присутствует в эксплозивных карбонатитовых брекчиях и поздних карбонатитах (сёвитах II) Вишневогорского массива. Обе разновидности пирохлора имеют магматические характеристики - осцилляторную зональность, отсутствие вакансий в А-позиции, низкие Nb/Ta < 80 . Фторкальциопирохлор ($Pcl III$) и (Sr-REE)-фторкальциопирохлор ($Pcl IV$) образуются в поздних карбонатитах (сёвитах II) миаскитовых интрузий и их фенитовых ореолах, а также в карбонатитах (сёвитах III) и фенитах Булдымского комплекса. REE-минералы - эшинит-(Ce) и монацит-(Ce),

формировались в карботермалитах Булдымского комплекса и в фенитовых ореолах миаскитовых массивов.

Результаты U-Pb-датирования минералов группы пирохлора и монацита позволяют выделить два этапа рудообразования в изученных карбонатитовых комплексах Южного Урала. Ранний этап фиксируется уранпирохлором (*Pcl I*) в ранних карбонатитах (сёвитах I) Потанинского Nb-месторождения ЦЩП (U-Pb-возраст 378 ± 5 млн лет) и может быть сопоставлен с первичной кристаллизацией щелочных пород и карбонатитов ИВК на этапе рифтогенеза формирующихся континентальных окраин (D_3). Тогда как поздняя стадия рудообразования датируется U-Pb-возрастом пирохлоров (*Pcl II-IV*) Вишневогорского Nb-месторождения и ЦЩП $\sim 255-230$ млн лет (P_3-T_2) - в такситовых миаскитах, сиенит- и миаскит-пегматитах, поздних карбонатитах (сёвитах II), а также U-Pb-возрастом пирохлора и монацита - в сёвитах III и карботермалитах Булдымского комплекса ($\sim 245-235$ млн лет, T_{1-2}).

Выводы: Генерация и внедрение щелочных магм на Урале происходили ~ 420 млн лет назад (S_2-D_1), синхронно с формированием островодужных комплексов и связаны с процессами рифтогенеза на формирующихся континентальных окраинах. Этап тектонической активности фиксируется в среднем девоне (~ 380 млн лет, D_2) и коррелирует с аккреционно-коллизийным этапом развития Урала. На коллизийном этапе (~ 280 млн лет, P_1) ИВК и Булдымский комплексы были пластически деформированы и подверглись плавлению. Перекристаллизация пород и минералов, процессы пегматито- и карбонатитообразования и поздний этап редкометалльного рудообразования связан с палингенно-метасоматическими процессами преобразования рифтогенных щелочных комплексов (ордовик)-силурийского возраста на коллизийном и постколлизийном (~ 250 млн лет, P_3-T_1) этапах развития Урала.

Литература

Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. №3. С. 323-338.

Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б. и др. Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 536-549.

Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd и U-Pb изотопно-геохронологические свидетельства Гренвильского орогенеза западной окраины Сибирского кратона

Ножкин А.Д.¹, Туркина О.М.¹, Лиханов И.И.¹, Ронкин Ю.Л.²,
Ларионова Ю.О.³, Шатагин К.Н.³

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ³ИГЕМ РАН, Москва

Гренвильский орогенический цикл (ГОЦ, ~1250 – 980 млн лет) является значительным геодинамическим событием в истории планеты, поскольку знаменуется образованием и последующим распадом суперконтинента Родиния [Семихатов и др., 2002; Li et al., 2008]. Детализация ГОЦ позволяет рассматривать ГОЦ либо как два последовательных орогенеза – Эльзевирский (~1350 – 1220 млн лет) и Оттавский (1200 – 1000 млн лет), либо в виде трех коллизионных импульсов – Шавиниганский (1190 – 1140 млн лет), Оттавский (1080 – 1020 млн лет) и Риголетский (1000 – 980 млн лет). При этом, эти события, как полагают многие авторы, развивались субсинхронно с аккреционной Эльзевирской (1250 – 1190 млн лет) орогией и разделялись импульсами растяжения [Rivers, 1997; Ketchum, Davidson, 2000; Gower, Krogh, 2002; Tollo et al., 2004; Cardona et al., 2010]. Распространенность и масштабы структур ГОЦ имеют впечатляющий характер, они протягиваются вдоль восточной периферии Северной и Южной Америки, установлены в складчатых поясах, обрамляющих и разделяющих кратоны Сан-Франциско и Амазонский, описаны на северо-западе Европы, слагают обширные регионы в Южной Африке, обрамляют западное и южное побережье Западной Австралии, Западную и Восточную Антарктиду и известны в ряде других районов земного шара [Семихатов и др., 2002]. В то же время все еще дискуссионными остаются различные аспекты их эволюции во многих регионах планеты. Не является исключением и гренвиллиды локализованные в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона, представленной коллизионно-аккреционным орогеном Енисейского кряжа [Nozhkin, 2009; Nozhkin et al., 1983, 1999, 2008; Likhanov et al., 2013, 2014, 2022]. Так, некоторые геодинамические модели развития Енисейского кряжа основаны на предположениях о минимуме магматической активности в регионе в возрастном диапазоне более 1 млрд лет - со времени внедрения таракских гранитоидов (1900 - 1750 млн лет), прорывающих палеопротерозойские гранулиты и амфиболиты Ангаро-Канского террейна, до среднего неопротерозоя (~ 750 млн лет) [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006].

В качестве представительного объекта и соответствующего вещества для решения поставленной задачи были отобраны образцы гранитоидов Рязановского массива (РМ), расположенного в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей), представляющего собой сравнительно небольшой интрузив общей площадью около 190 км². Вмещающими для массива являются метаморфические породы тейской серии и немтихинской толщи, представленные гранат-биотитовыми гнейсами, высокоглиноземистыми гранат-силлиманитовыми сланцами, включающими горизонты кварцитов, мраморов и амфиболитов, а также гранитогнейсы и гранитоиды тейского комплекса и биотит-хлорит-серицитовые филлиты сухопитской серии.

Для U-Pb геохронологических исследований была отобрана проба (A-314-73) светло-серого равномерно среднезернистого субщелочного лейкогранита с незначительным (1-3 об %) содержанием биотита. Выделенный из этого образца циркон представлен желтовато-коричневыми призматически-дипирамидальными кристаллами размером от 150 до 250 мкм с коэффициентом удлинения 1.5-2.5. В катодоллюминесцентных изображениях большинство кристаллов демонстрируют отчетливую осцилляторную зональность.

U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона осуществлялось посредством масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR с использованием лазерной абляции UP-213 (ЦКП СО РАН). Определение параметров Rb-Sr и ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd изотопных систем было выполнено в ИГЕМ РАН. Детали ID-TIMS анализа описаны в части Rb-Sr метода [Шатагин, Волков, 1998], а для ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd [Ларионова и др., 2007].

Вычисление средневзвешенных значений конкордантных U-Pb возрастов выполнялось с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов n=18), в том числе робастными алгоритмами Tukey's Biweight [Hoaglin et al., 1983]. Поскольку цирконы имеют отчетливую ростовую зональность U-Pb возраст 1013.0±9.9 млн лет [0.97 %] 95 % conf., MSWD = 0.00017, принимался в качестве наилучшей оценки времени формирования гранитов РМ.

Рассмотрение Rb-Sr изотопной сигнатуры образцов A-309-73 и A-314-73 на графике в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr выявило эволюционную зависимость, с наклоном (slope) = exp(λ⁸⁷t)-1=0.01562, соответствующим возрасту 1091±55 млн лет. Учитывая, неопределенности построения двухточечной регрессионной зависимости и погрешности для величины ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, а также вариации конкордантных значений U-Pb возраста исследованных кристаллов циркона можно заключить, с известным приближением, о совпадении U-Pb и Rb-Sr возрастов. Относительно высокое значение (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.7124±0.0036 свидетельствует о существенной роли корового

компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах $\epsilon\text{Nd}(t)$ - 5.0, - 4.8 для гранитов А-309-73 и А-314-73, соответственно.

Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5.3-6.8 г/т, 31-40 г/т, при этом вариации величин $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляют всего лишь 1.6 % и 0.003 %, что в конечном итоге определяет близость TDM 1902, 1910 млн лет, соответственно. Вычисленные, с учетом tU-Pb(1013 млн лет) двухстадийные оценки модельного возраста, также практически совпадают (2069, 2057 млн лет). Поскольку, U-Pb возраст гранитов РМ значимо меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником [Arndt & Goldstein, 1987], имеющим как минимум, раннепротерозойский возраст.

Формирование гранитоидов РМ на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013±9.9 млн лет) отвечает раннему этапу гренвилльской орогении на юго-западе Сибирского кратона. В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов гренвиллид рассматриваются гранитогнейсовые купола (1100-950 млн лет) [Nozhkin et al., 1999], метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов (1056±28 млн лет) [Likhanov et al., 2021]. Их возрастные оценки также совпадают с временем начального регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара (1087.1±11.3 млн лет; 1183±9.8 млн лет) [Likhanov, Reverdatto, 2016]; (1051±22 млн лет) [Chernykh, 2000]. Это позволяет коррелировать деформации раннепротерозойской тектонической активизации в регионе на юго-западной окраине Сибирского кратона с формированием Родинии. Выявленный этап хорошо согласуется с фазами орогенеза в гренвилльском (Лаврентия) [Rivers, 2008] и в свеко норвежском (Балтика) складчатых поясах [Bogdanova et al., 2008].

Финансирование: работа выполнена в рамках проекта РНФ, № 25-77-51003.

Список литературы можно получить, обратившись по адресу u-ronkin@mail.ru.

U-Pb возрасты циркона и бадделеита и Sr-Nd изотопная систематика пород мезопротерозойской магматической ассоциации Ладожского грабена (Фенноскандия)

Носова А.А.¹, Лебедева Н.М.¹, Сальникова Е.Б.², Возняк А.А.¹, Ковач В.П.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В мезопротерозое в западной части Фенноскандии был сформирован обширный ареал массивов анортозитов-мангеритов-чарнокитов - гранитов (AMCG типа), входящий в глобальный пояс кислых интрузивов, протягивавшийся через Балтику в Лаврентию и Амазонию. Формирование Фенноскандинавской части пояса происходило в течение длительного времени 1.67-1.45 млрд лет, [Andersson et al., 2002]. Восточное замыкание пояса в Приладожье представлено крупным плутоном Салми-Уляляги с возрастом 1.56-1.53 млрд лет [Neumark et al. 1994] и пространственно приуроченными к нему вулканическими и субвулканическими телами в Ладожском грабене. Геологическая позиция и состав мезопротерозойского магматизма Ладожского грабена указывают, что он представляет финальный эпизод AMCG магматизма Балтики.

Магматическая ассоциация Ладожского грабена представлена: (1) потоками ферробазальтов; (2) субвулканическим телом («некком») ферромонцититов Хапунваара; (3) роями ферродолеритовых даек; (4) Валаамским силлом феррогаббро-ферромонцититов. Характеристика (1) и (3), (4) дана в ([Nosova et al., 2022] и ссылки в этой работе), некк Хапунваара сложен феррогаббромонцититами и ферромонцититами.

Для Валаамского силла известны U-Pb возрасты по бадделеиту в 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн лет [Rämö et al., 2001].

Породы Валаамского силла и «некка» Хапунваара отличаются тем, что в них присутствуют и циркон, и бадделеит, причем во многих разновидностях присутствуют оба минерала и при этом между ними не наблюдается реакционных взаимоотношений.

Бадделеит желтовато-коричневого цвета встречается в породах Валаамского силла основного и среднего составов. Циркон присутствует в средних и кислых породах силла. В кварцевых ферромонцититах цирконы часто призматической формы, размером до 30 мкм, в гранофирах циркон образует более крупные кристаллы до 120 мкм и крупные скопления на границе с вмещающими ферромонцититами.

Были проведены U-Pb (ID TIMS) геохронологические исследования единичных зерен бадделеита и циркона из пород Валаамского силла (кварцевые ферромонцититы и гранофиры), при этом для циркона был

использована методика предварительной химической абразии с предшествующим высокотемпературным отжигом [Mattinson, 2005]. Циркон из кварцевых ферромонзонитов (центральная часть силла) характеризуется конкордантным возрастом (1450 ± 4 млн лет, СКВО=0.42) или незначительно дискордантен (0.7 %), средняя величина его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 1451 ± 2 млн лет (СКВО=1.1). Предварительная оценка U-Pb возраста бадделеита соответствует 1446 ± 7 млн лет. Величина конкордантного возраста циркона из гранофилов (северо-восточная часть силла) соответствует 1448 ± 4 млн лет (СКВО=0.42) и совпадает со значением возраста 1452 \pm 5 млн лет, определяемым верхним пересечением дискордии, рассчитанной для трех точек изотопного состава циркона.

Полученные оценки возраста циркона близки к значениям возраста, полученным ранее по бадделеиту [Rämö et al., 2001].

В ферромонзонитах «некка» Хапунваара обнаружен циркон, представленный кристаллами размером менее 15 мкм, выделить которые для геохронологических исследований не удалось. Однако из этой пробы удалось выделить единичный кристалл бадделеита псевдопризматического облика, коричневатой окраски, с высоким двупреломлением, размер которого составляет 300 мкм. Зерно было фрагментировано, для двух фрагментов проведены U-Pb геохронологические исследования. Величина конкордантного возраста бадделеита составляет 1463 ± 4 млн лет (СКВО=0.00046). Это значение возраста перекрывается с оценками возраста бадделеитов из основных пород Валаамского силла. Полученные оценки возрастов показывают, что становление субвулканической составляющей в Ладожском грабене происходило в интервале около 1463 - 1448 млн лет.

Изотопная Sr и Nd систематика базитов Ладожского грабена демонстрируют «парадоксальные» соотношения петрографического и геохимического состава с изотопными характеристиками. Ферробазальты лавовых покровов Салми имеют величину $\epsilon\text{Nd}_{(1.47)}$ от -4.7 до -6.0; феррогаббро Валаамского силла имеют $\epsilon\text{Nd}_{(1.46)} =$

-10.0 и -10.5; ферромонзониты Хапунваары имеют $\epsilon\text{Nd}_{(1.46)} = -6.4$ и -6.6, а кварцевые монзониты Валаамского силла имеют $\epsilon\text{Nd}_{(1.45)} = -10.8$; гранофиры этого силла имеют $\epsilon\text{Nd}_{(1.45)} = -9.6$ и -11.2. Таким образом, базиты вулканитов и силла имеют изотопный состав Nd, различающийся на 5-6 единиц $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$, при этом мафические породы силла характеризуются таким же изотопным составом Nd, как и гранофиры в нем. Все породы характеризуются низкоррадиогенными значениями начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 0.70387-0.70635.

В докладе будут рассмотрены причины появления таких Sr и Nd изотопных характеристик и предложена модель формирования мезопротерозойской магматической ассоциации Ладожского грабена. Петрологические и изотопно-геохимические исследования показали,

что составляющие этой ассоциации сформированы различными порциями магмы. Расчеты показывают, что изотопный состав Nd ферробазальтов может быть получен, если базитовая магма ассимилирует коровый материал с изотопно-геохимическими характеристиками гранитов Салминского массива, а изотопный состав Nd в породах Валаамского силла, может быть получен, если в качестве контаминанта выступает древнее вещество (мезоархейские ТТГ гнейсы). Процесс AFC приводит к изотопному составу и концентрациям Nd, наблюдаемым в ферробазальтах и феррогаббро при кристаллизации 50-60 % исходной магмы. Мы также покажем, что геодинамические условия соответствовали посторогенному растяжению и подъему толеитовых магм из-под утоненной литосферной мантии.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект 22-27-00318.

Литература

Andersson, U.B., Neymark, L.A., and Billström, K., 2002, Petrogenesis of Mesoproterozoic (sub-Jotnian) rapakivi complexes of central Sweden: Implications from U-Pb zircon ages, Nd, Sr and Pb isotopes: Trans. R S Edinburgh, Earth Sciences, v. 92, p. 201-228.

Neymark L.A., Yu. Amelin V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi granite-Anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. T. 50. № 1-3. С.173-193.

Nosova A.A., Lebedeva N.M., Sazonova L. V., et al. Immiscibility between Fe- and Si-Rich Silicate Melts in Mesoproterozoic Ferrobasalt of the Ladoga Graben, Karelia, Russia // Dokl. Earth Sci. 2022. T. 505. № 2. P. 517-523

Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs. 2001. V. 33. P. 6.

Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages, Chemical Geology, 2005, V. 220, P. 47-66

Цирконы михайловской свиты (Тонодское поднятие, Бодайбинский район Иркутской области): возраст, происхождение

Паленова Е.Е.¹, Артемьев Д.А.¹, Эккерманн Г.², Юдовская М.А.³, Будяк А.Е.⁴

¹ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс; ²UJ University, ЮАР, Йоханнесбург;
³ИГЕМ РАН, Москва; ⁴ИГХ СО РАН, Иркутск

Тонодское поднятие Байкало-Патомского нагорья представляет собой выступ палеопротерозойского фундамента на юго-восточной окраине Сибирского кратона, является частью Аkitканского орогенного

пояса, образовавшегося 2.00-1.95 млрд л назад при становлении Сибирского кратона [Donskaya, 2020]. Территория поднятия сложена отложениями кевактинской серии палеопротерозоя и тепторгинской серии мезопротерозоя. Кевактинская серия представлена метаморфизованными песчаниками, алевролитами и сланцами албазинской (1600 м) и михайловской (1500 м) свит. Породы михайловской свиты отличаются повышенным содержанием углеродистого вещества, в ней залегают месторождение золота Чертово Корято с запасами более 90 т Au [Yudovskaya et al., 2015], а также ряд рудопроявлений, что делает свиту самым древним золотоносным уровнем Бодайбинского района. Михайловская свита прорвана постколлизийными гранитодами S-типа чуйско-кодарского комплекса с возрастом 1846 ± 8 млн лет [Ларин и др., 2006].

Для определения максимального возраста накопления михайловской свиты, вероятных источников терригенного материала, а также геодинамических условий седиментации были исследованы популяции детритовых цирконов из двух образцов. Образец М368 – метапесчаник с рассеянной вкрапленностью пирита и арсенопирита и кварцевыми прожилками, содержание Au 5.1 г/т, отобран из рудной зоны месторождения Чертово Корято [Yudovskaya et al., 2015]. Образец 80/15 – кварц-полевошпатовый метаалевропесчаник без видимой сульфидной минерализации из естественного обнажения за пределами рудного поля. Породы метаморфизованы в условиях проградной биотит-мусковит-хлоритовой субфации с наложенным ретроградным метаморфизмом мусковит-хлоритовой субфации. Монофракции цирконов извлекались из тяжелого концентрата методом обогащения в бромформе. Изотопные U-Pb отношения были получены методом LA-SF-ICP-MS в университете Стелленбоша, ЮАР (обр. М368, $n=138$, аналитик Д.Фрей [Palenova et al., 2019]) и методом LA-MC-ICP-MS на масс-спектрометре Nu Instruments Plasma II с эксимерным лазером ASI Resonetics 193 nm в университете Йоханнесбурга, ЮАР (обр. 80/15, $n=91$, аналитик Г. Эккерманн). Мультиэлементный анализ продатированных цирконов проведен в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700x с лазерной приставкой New Wave Research UP-213 (аналитик Д.А. Артемьев).

Большинство полученных значений возраста цирконов михайловской свиты дискордантны, для определения возрастных популяций использовались датировки с дискордантностью $\pm 10\%$ ($n=45$ и $n=48$ для обр. М368 и 80/15, соответственно). В обр. М368 распространены архейские цирконы с возрастом 2.5-3.2 млрд л ($n=25$), содержанием 53-277 ppm U и ярко-голубой катодолюминесценцией. Цирконы раннепротерозойского возраста 1.9-2.1 млрд л (33-267 ppm U), люминесцируют в голубых тонах ($n=13$). Также в обр. М368 установлена популяция позднерифейских – вендских цирконов ($n=8$), с

конкордантными значениями изотопного возраста $524 \pm 6 \dots 702 \pm 8$ млн л, концентрациями U 1531-3644 ppm и без катодолюминесценции. Около 2/3 цирконов имеют дискордантный изотопный возраст, который ложится на несколько дискордий. Одна из них показывает потерю свинца в архейской популяции и дает пересечение с конкордией в точках 2894 ± 19 и 491 ± 50 млн л ($n=12$, MSWD=2.5). Палеопротерозойские цирконы с возрастом $1961 \pm 20 \dots 2087 \pm 24$ млн л служат верхним пересечением дискордии с нижним пересечением в точке 528 ± 28 млн л ($n=63$, MSWD=1.6), что совпадает с самым молодым из полученных значений возраста 524 ± 6 млн л. Однако, большинство «молодых цирконов» более древние: $605 \pm 7 \dots 702 \pm 8$ млн л.

В образце 80/15 также наиболее распространена архейская популяция цирконов ($n=33$) с возрастом 2.5-3.5 млрд л и содержанием U 34-338 ppm. Палеопротерозойские цирконы ($n=14$) имеют возраст $1760 \pm 16 \dots 2462 \pm 13$ млн л, U 93-446 ppm. Один анализ показал близкий к конкордантному возраст 377 ± 3 млн л, однако другие точки анализа с этого зерна дают дискордантные результаты. Тест Колмогорова-Смирнова для популяций циркона с возрастом более 1 млрд л не выявил значимой корреляции.

Мультиэлементный анализ проведен для цирконов с близкими к конкордантным значениями возраста. В обр. M368 только 4 зерна из популяции архейских цирконов показали спектры распределения РЗЭ, характерные для магматических цирконов, тогда как 34 зерна имеют высокие содержания легких РЗЭ и интерпретированы как гидротермально измененные. К гидротермально измененным относятся не только цирконы из позднерифейско - вендской популяции, но и все палеопротерозойские, а также большая часть архейских. В обр. 80/15 также присутствуют гидротермально измененные цирконы ($n=16$) всех возрастов, однако анализы близкие к магматическим преобладают ($n=32$). Наиболее молодой магматический циркон в обр. 80/15 имеет возраст 1857 ± 12 млн л. Преобладание гидротермально измененных цирконов в образце с месторождения Чертово Корыто может указывать на участие рудообразующих процессов в изменении химического состава цирконов.

Для цирконов, состав которых был интерпретирован как магматический ($La < 1$ ppm; $LREE-I = (Dy/Nd) + (Dy/Sm) > 30$), сделана попытка определения типа гранитоидов, являвшихся их потенциальными источниками [Zhong et al., 2023]. Цирконы с возрастом 1.86-2.07 млрд л. относятся к I- и A-типам, что хорошо согласуется с гранитоидными комплексами разных стадий становления Сибирской платформы [Donskaya, 2020]. Цирконы архейского и начала палеопротерозойского возраста относятся к I- и A- и S-типам и поступали преимущественно из Олекминского террейна Алданского супертеррейна, частично из Анабарского и Тунгусского супертеррейнов.

Наиболее молодой возраст циркона магматического происхождения 1857 ± 12 млн л соответствует источнику гранитоидов I-типа, возможно, связанному с постколлизийными гранитами I-типа в Саянском и Шарыжалгайском поднятиях Тунгусского супертеррейна. Граниты чуйско-коддарского комплекса, прорывающие михайловскую свиту, примерно на 10 млн лет моложе - 1846 ± 8 млн л [Ларин и др., 2006]. Коллизийные события в Аkitканском орогенном поясе произошли в период 2.00-1.95 млрд л [Donskaya, 2020]. Это, вероятно, свидетельствует о быстром накоплении терригенных пород михайловской свиты (мощность 1.5 км) в обстановке внутриконтинентального бассейна растяжения.

Литература

- Ларин А.М., Сальникова Е.Б. и др. Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты ... // Стратигр. Геол. кор., 2006. 14 (5). 3-15.
Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton ... // Precam. Res. 2020. 348. 105869.
Palenova E.E., Yudovskaya M.A. et al. Detrital zircon U-Pb ages ... // J. of Asian Earth Sci. 2019. 174. 37-58.
Yudovskaya M.A., Distler V.V. et al. Gold mineralisation and orogenic metamorphism ... // Geoscience Front. 2015. 7 (3). 453-481.
Zhong S.H., Liu Y. et al. A machine learning method ... // Contrib. Min. Petr. 2023. 178:35.

Внутреннее строение цирконов, используемых в качестве стандартов для U-(Th)-Pb SIMS и LA-ICP-MS исследований

**Плоткина Ю.В.¹, Кульков А.М.², Сальникова Е.Б.¹, Ковач В.П.¹,
Котов А.Б.¹, Адамская Е.В.¹**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ²СПбГУ, Санкт-Петербург

Проведено исследование внутреннего строения образцов циркона, используемых геохронологическим сообществом в качестве стандартов при проведении U-(Th)-Pb SIMS, LA-ICP-MS исследований [1]. Методом рентгеновской компьютерной микротомографии исследованы общепринятые стандарты Mud Tank, Plešovice, 91500, а также образцы F 5/11 и Bai-23-1, предлагаемые в качестве внутренних стандартов. Сканирование проводилось на микротомографе NEOSCAN-80 (Бельгия). Условия сканирования для всех образцов были унифицированы: ускоряющее напряжение 75 kV, сила тока 200 μ A, Al-фильтр 0.5 мм, пространственное разрешение 0.7 μ m, вращение 180 ° с шагом 0.3 °, усреднение по 5 кадрам. Образцы Mud Tank, 91500, F 5/11 и Bai-23-1 представляли собой неограниченные фрагменты более крупных кристаллов циркона, а образец Plešovice - кристалл циркона коротко

призматического габитуса, ограничение которого представлено комбинацией призмы {100} и дипирамид {111}, {101}. В ходе исследования были построены 3D модели, позволяющие визуализировать плотностную пространственную однородность/неоднородность образцов. Согласно этим моделям, образцы Mud Tank и 91500 имеют морфологически однородное строение, без включений и следов зональности. Монокристалл циркона Plešovice характеризуется наличием крупных (в границах объема кристалла) газовых включений, которые не являются препятствием для использования его в качестве стандарта. Образец F 5/11 обнаруживает пространственную неоднородность в виде многочисленных газовых включений различного размера и твердофазных включений, которые практически составляют «матрицу» в теле циркона из-за субмикронных размеров и однородного распределения в объеме кристалла. Внутреннее строение циркона Bai-23-1 характеризуется наличием крупных и мелких газовых включений, расположенных в кристалле зонально, твердофазных включений не обнаружено (в пределах пространственного разрешения).

Микротомографические исследования выполнены в центре рентгеноструктурных исследований Научного парка СПбГУ в рамках проекта 125021702335-5.

Литература

M.S.A. Horstwood et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology - Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. Vol. 40, № 3. P. 311 - 332.

Термохронология Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье)

**Пономарчук А.В.^{1,3}, Дорошкевич А.Г.^{1,2,3}, Избродин И.А.^{1,3},
Прокопьев И.Р.^{1,3}**

*¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ГИН СО РАН, Улан-Уде; ³НГУ,
Новосибирск*

Бурпалинский массив относят к Северо-Байкальской щелочной провинции. Щелочная провинция приурочена к области сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса и включает в себя такие известные объекты как Сыннырский и Тасский массивы, а также ряд малых массивов (Акит, Манюкан, Гилинда, Гуджикит и др.) Оценки возраста образования Сыннырского и Тасского

массивов соответственно 293 ± 5 и 286 ± 4 млн лет. Бурпалинский массив сформировался в интервале 300-291 млн лет (U-Pb по цирконам [Избродин и др., 2024]). Таким образом, щелочные массивы Северо-Байкальской провинции оказываются синхронны с обширными проявлениями позднепалеозойского магматизма в Забайкалье, в том числе Ангаро-Витимским батолитом - становление интрузий которого происходило в интервале 320-280 млн лет [Цыганков и др, 2017].

Бурпалинский массив представляет собой концентрически-зональную интрузию центрального типа площадью около 250 км². Внешняя часть массива сложена кварцевыми и кварцсодержащими сиенитами, центральная - щелочными и нефелиновыми сиенитами. Выделяют несколько фаз внедрения. Жильная фаза представлена мелко- и среднезернистыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, эвдиалит-содалитовыми сиенитами, редкометалльными пегматитами и щелочными гранитами. Лейкограниты (аляскиты) и щелочные граниты образуют многочисленные дайки мощностью 1-100 м и протяженностью от 200 м до нескольких километров. Редкометалльная минерализация связана с наложенными метасоматическими процессами. Наиболее благоприятными структурами для развития метасоматоза являются тектонические зоны, проходящие по контакту роговиков и щелочных пород массива, а также между интрузивными породами [Владыкин и др., 2014].

Были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования из мономинеральных фракций пород щелочных и кварцевых сиенитов и метасоматита с REE-Nb-Zr-минерализацией. По результатам исследований возраст закрытия K-Ar изотопных систем полевых шпатов в щелочных сиенитах (Br3 5-3, Br3 5-11, Br3 5-4) составляет 274 ± 6 млн лет, 277.4 ± 6 млн лет и 280.6 ± 3.2 млн лет, а в амфиболе образца Br3 5-4 - 297.9 ± 4 млн лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст закрытия K-Ar изотопной системы в полевом шпате кварцевого сиенита (K-14) находится в диапазоне 283 ± 6 млн лет. Возраст флогопита Pз 3-1 из рудной зоны составил 301.2 ± 3.6 млн лет.

В пределах ошибки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки возраста закрытия в полевых шпатах щелочных совпадают, в то время как амфибол заметно старше. U-Pb оценки возраста образования цирконов из щелочных сиенитов составляют 300-294 млн лет, что совпадает с полученным Ar/Ar результатом по амфиболу. U-Pb данные определяют образование цирконов в кварцевых сиенитах диапазоном от 296 до 289 млн лет [Избродин и др., 2024], что так же старше полученного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста по полевому шпату из этих пород. U-Pb возраст для цирконов из фенитов рудной зоны (295 ± 3 млн лет) согласуется с возрастом образования магматических пород Бурпалинского массива [Старикова и др., 2024], и пересекается с результатом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита (Pз 3-1, 301.2 ± 3.6 млн лет). Время закрытия K-Ar изотопной системы в амфиболе и флогопите пересекается с интервалом образования цирконов этих

пород, таким образом, можно предположить образование этих минералов на глубинах, где температура ниже 550 °С, или же породы относительно быстро были выведены на этот уровень. Оценки давления образования пород по геобарометру плагиоклаз-роговая обманка составляют 2.5-3 Кбар, что соответствует глубинам более 10 км. Если принять средний геотермальный градиент 25-30 град/км, то глубинам образования пород соответствуют температуры более 250-300 °С, что выше температуры закрытия К-Аг изотопной системы в полевых шпатах (200-250 °С), ниже температуры закрытия в амфиболе (550 °С) и близко к температуре закрытия в биотите (330 °С) [Hodges 2004]. Отчетливо фиксирующийся кластер возрастов полевых шпатов (274-283±6 млн лет, рис) показывает, что в этом интервале породы массива достигли глубин 7-8 км, где и произошло закрытие изотопной системы минерала.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00078-П.

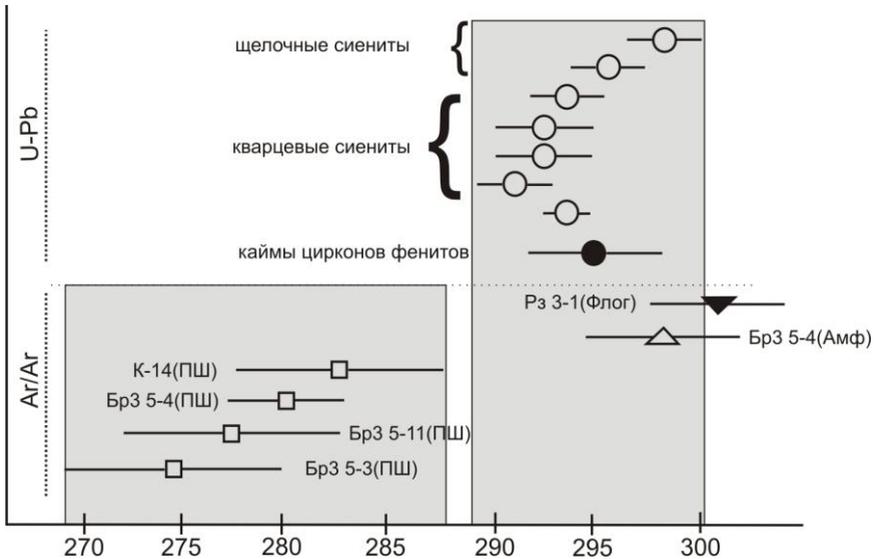


Рисунок. Сводка датировок, полученных U-Pb (круги) [Избродин и др., 2024; Старикова и др., 2024] и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (квадраты, треугольники) методами по магматическим (белые фигуры) и метасоматическим (черные фигуры) породам.

Литература

Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б. и др. Структура, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология. рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 272-290.

Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В. и др. Геохронология пород щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье): новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 1. 0741.

Старикова А.Е., Малютина А.В., Избродин И.А. и др. Минералого-петрографическая характеристика циркона как отражение условий его образования на примере цирконов из пород Бурпалинского массива, Северное Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 5. 0787.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского ба-
толитобразования в Западном Забайкалье // Петрология, 2017, т. 25, № 4, с. 395-418
Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on
Geochemistry. Oxford, Elsevier, 2004, p. 263-292.

Ag-Ar датирование метасоматитов золоторудных месторождений Кочкарского антиклинория (Южный Урал)

Притчин М.Е.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

На Южном Урале в настоящее время ведется разработка двух крупных месторождений золота - Кочкарского и Светлинского. Месторождения расположены в восточном крыле Восточно-Уральской мегазоны в пределах Кочкарского антиклинория. Геологическому строению и генезису этих месторождений посвящено большое количество публикаций, однако возраст гидротермальной минерализации в них оставался дискуссионным. Так, Светлинское месторождение считается полигенным, полихронным и сформированным в 5 этапов: 1) отложение терригенных и вулканогенно-осадочных пород, слабо обогащенных Au, девон, вплоть до франа; 2) региональный зеленокаменный метаморфизм с локальным перераспределением сульфидов, фамен-турне; 3) коллизия, метаморфизм (эпидот-амфиболитовой - амфиболитовой фации) и формирование синорогенного тоналит-гранодиоритового плутона, пегматитовых и кварцевых жил в его апикальной части и, далее от плутона, в дистальной периферийной зоне, серии золото-шеелит-сульфидно-кварцевых жил, сопровождающихся изменением березит-лиственитовых метасоматитов, поздний карбон; 4) формирование связанной с мантийными источниками золото-теллуридной прожилково-вкрапленной минерализации, ранняя пермь; 5) гипергенная стадия - образование коры выветривания и крупных золотых россыпей (мезозой-кайнозой) (Сазонов и др., 1989; Сазонов и др., 2001; Vikent'eva, Bortnikov, 2015; Vikent'eva et al., 2020).

На Кочкарском месторождении выделено 4 этапа метасоматических преобразований: 1) дорудный этап имеет площадное распространение, во время которого произошла полная амфиболитизация и биотитизация даек основного состава и слабая биотитизация, частичная

каллишпатизация, серицитизация и альбитизация плагиогранитов и даек кислого состава; 2) прерудный этап распространен локально и охарактеризован околотрещинной березитизацией пород, с образованием отдельных тел мощностью 0.5-1.5 м при длине 20-30 м; 3) рудный этап проявился в виде пучков, серий кулисных и четковидных сульфидно-кварцевых жил (протяженностью первые сотни метров), обычно пространственно совмещенных с амфибол-биотитовыми метасоматитами; 4) послерудный этап связан с формированием карбонат-кварц-мусковит-хлоритовых жил, в малой степени наследующих более ранние структуры (Яновский, 1970; Грабежев, 1974; Знаменский, 2014). Возраст дорудного метаморфизма, метасоматического изменения даек и рудообразования предполагается совпадающим с возрастом постмагматических процессов и лежит в интервале 360-330 млн лет (Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2009; Знаменский, 2014).

В настоящей публикации представлены результаты Ar-Ar датирования монофракций K-содержащих минералов слюд и амфиболов из рудных жил, околорудных метасоматитов и вмещающих мраморов. Для исследований использованы мономинеральные фракции слюд и амфибола: 6 проб для Светлинского месторождения (биотит - 3, флогопит - 1, фуксит - 1, актинолит - 1) и 4 пробы для Кочкарского месторождения (биотит - 2, флогопит - 1, актинолит - 1).

Полученные оценки возраста лежат в интервале 290-276 млн лет; средневзвешенное значение для Светлинского месторождения составляет 284 ± 2 млн лет, для Кочкарского 276 ± 2 млн лет. Полученные датировки для Кочкарского месторождения не укладываются в существующие представления о формировании золотого оруденения. Возраст прерудных метасоматических преобразований и формирования золоторудных ассоциаций для Светлинского месторождения ограничен ранней пермью. Предполагается, что изученные минеральные ассоциации Светлинского и Кочкарского месторождений образовались на начальных фазах постколлизийного этапа, отвечающего режиму тектонической релаксации. Возрастные оценки гидротермального минералообразования в золоторудных полях Кочкарского антиклинория согласуются с временем пост-тектонической плутонической активности, которая выразилась на Среднем - Южном Урале в масштабной гранитизации (~300 млн лет назад) и вписываются в модель блоковой складчатости (Кисин и др. 2022). Вероятнее всего, образование обоих месторождений связано с процессами гранитизации при формировании Кочкарского антиклинория, являясь их следствием: накоплению золота в обрамлении гранитогнейсовых куполов. На обоих месторождениях рудовмещающие метасоматиты фемического профиля одновозрастные и, вероятнее всего, являются базификатами, образованными при гранитизации, охватившей глубокие зоны

Кочкарского антиклинория. Золотая минерализация Светлинского месторождения накладывается на базификаты и кварцевые жилы, сформированные в зоне сочленения Светлинского надвига с рудоподводящими зонами тектонического срыва (сбросами) одноименного Светлинского купола, апикальная часть которого расположена в 3 км восточнее месторождения. Золотое оруденение Кочкарского месторождения наложено на базификаты, выполняющие трещины скальвания и растяжения, которые сформировались при росте Борисовского гранитогнейсового купола.

Работа выполнена в рамках темы ИГГ УрО РАН “Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах” (номер госрегистрации 123011800011-2).

Литература

Грабежев А.И. Процессы метасоматизма пород Кочкарского золоторудного месторождения // *Метасоматизм и рудообразование*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 3-22.

2. Знаменский С.Е. Тектоническая позиция и структура Кочкарского рудного поля и месторождения (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов*. 2014. № 1. С. 16-19.

Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А. Геолого-структурная позиция Светлинского месторождения золота (Южный Урал) // *Записки Горного ин-та*. 2022. Т. 255. С. 369-376.

Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А., Мурзин В.В., Мещер Э.И. Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклиналей. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 112 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Ферштатер Г.Б., Знаменский С.Е., Бородин Н.С. Возраст и геохимия Пластовского золотоносного массива // *Ежегодник-2008. Труды ИГГ УрО РАН*. 2009. Т. 156. С. 276-282.

Яновский В.М. Особенности структуры Кочкарского золото-мышьякового месторождения (Южный Урал) // *Изв. Томского политехнического ин-та*. 1970. Т. 239. С. 354-360.

Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S. The large Svetlinsk Au-Te deposit, South Urals: telluride mineralization for genetic reconstructions // *Proc. 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France*. 2015. P. 851-854.

Vikent'eva O., Prokofiev V., Borovikov A., Kryazhev S., Groznova E., Pritchkin M., Vikentyev I., Bortnikov N. Contrasting fluids in the Svetlinsk gold-telluride hydrothermal system, South Urals // *Minerals*. 2020. V. 10. Paper 37. P. 1-26.

Возраст уникального Качканарского титаномагнетитового месторождения на Среднем Урале по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования

Пушкарев Е.В.¹, Юдин Д.С.²

¹ИГТ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск

Уникальное Качканарское титаномагнетитовое месторождение, с подсчитанными запасами железной руды по категориям А+В+С1 около 7 млрд тонн со средним содержанием 16.6 % Fe, приурочено к Качканарскому габбро-клинопироксенитовому массиву Платиноносного пояса Урала (ППУ) [Фоминых и др., 1987]. По запасам ванадия месторождение является крупнейшим в России. В Унифицированных легендах геологических карт Уральской серии нового поколения был выделен качканарский комплекс, возраст которого определяется условно как позднеордовикский [Государственная..., 2015]. Это связано с тем, что геологические взаимоотношения ультрамафитов ППУ с окружающими породами всегда носят тектонический характер, а абсолютный возраст пород из разных массивов пояса, определенный разными методами сильно варьирует от венда 570-550 млн лет до силура (440-420 млн лет) и раннего девона (415-395 млн лет) [Геологическая..., 2015; Иванов, 1997; Петров, 2019; Пушкарев и др. 2020]. При этом возраст рудоносных пород Качканарского месторождения определен не был, что и послужило основанием для проведения данного исследования.

Качканарский массив в плане образует овальное тело (10*11 км), слегка вытянутое в широтном направлении, его площадь на поверхности составляет около 110 кв. км. Вмещающими породами являются амфиболиты и диафторированные роговики по вулканогенно-осадочным породам, предположительно ордовикско-силурийского возраста. Главными типами пород в массиве являются клинопироксениты разного состава (50 %) с подчиненным развитием оливинитов и верлитов, образующих два блока, к которым приурочены Гусевгорское и Собственно-Качканарское титаномагнетитовые месторождения. Клинопироксениты окружены габброидами, занимающими около 35 % площади массива. По составу среди основных пород преобладают оливковые габбро, габбронориты и их амфиболизированные разновидности. Габброиды не являются рудовмещающими. Оставшийся объем массива сложен горнблэндитами и многочисленными дайками и жилами амфиболовых пегматоидных габбро, плагиоклазитов и плагиогранитов, секущих габброиды и ультрамафиты. Необходимо отметить, что с ростом магнезиальности

ультрамафитов и с увеличением в них количества оливина их рудная продуктивность снижается. Типичными рудоносными породами являются амфиболсодержащие клинопироксениты и горнблендиты, с равновесной минеральной ассоциацией клинопироксен, амфибол, титаномагнетит. Амфибол по составу соответствует глиноземистому (14-16 мас.% Al_2O_3) паргаситу-гастингситу переменной железистости с содержанием калия более 0.4 мас.% [Фоминых и др., 1987].

Для определения возраста было отобрано три пробы с Главного карьера Гусевогорского месторождения и одна с юго-западного отрога горы Еловая: 1) рудоносный амфиболовый клинопироксенит, 2) амфиболовое пегматоидное габбро, образующее вертикальную дайку в пироксенитах, 3) мелкозернистый жильный амфибол-титаномагнетитовый клинопироксенит (гусевит), секущий клинопироксениты и пегматоидные габбро, 4) амфибол-оливиновое габбро горы Еловая. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) и на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия) в лаборатории изотопно-аналитической геохимии (руководитель А.В.Травин) Института геологии и минералогии СО РАН в Новосибирске по методике, принятой в лаборатории. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

По всем четырем пробам были получены представительные $^{40}Ar/^{39}Ar$ диаграммы с хорошо выраженным плато, которое соответствует доле выделенного аргона от 80 до 98 %. Возраст плато для амфибола из рудоносных титаномагнетитовых клинопироксенитов соответствует позднему силуру 424 ± 7 млн лет. Возраст амфибола из пегматоидных амфиболовых габбро, секущих клинопироксениты отвечает концу раннего силура 427 ± 10 млн лет. Амфибол из дайки гусевитов, самых молодых пород, прорывающих и клинопироксениты, и пегматоидные габбро получился немного более древним, но также соответствующий концу раннего силура 430 ± 6 млн лет. С учетом полученных ошибок определений следует считать все полученные данные одновозрастными и соответствующими границе раннего и позднего силура. Эти данные хорошо сопоставляются с возрастом амфибола и флогопита из пироксенитов и горнблендитов массива Светлый Бор, залегающего в северо-западном обрамлении Качканарского массива [Иванов, 1997]. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст амфибола из безрудных оливиновых габбро горы Еловая оказался существенно более древний позднеордовикский 446 ± 7 млн лет.

В результате проведенных исследований впервые был установлен возраст рудоносных пород уникального Качканарского титаномагнетитового месторождения в Платиноносном поясе Урала, который соответствует силуру (430-424 млн лет). Возраст безрудных оливиновых габбро горы Еловая оказался более древним -

позднеордовикским. Это является основанием для пересмотра последовательности формирования Качканарского массива, для которого предполагалось, что клинопироксениты отвечают первой фазе внедрения, а оливиновые габбро - второй [Государственная..., 2015]. Полученные результаты подтверждают существующее представление об отсутствии генетической связи между дунит-клинопироксенитовыми и оливин-габбровыми массивами ППУ, что подкрепляется опубликованным ранее данными о более древнем, вендском возрасте оливиновых габбро по отношению к силурийско-раннедевонским ультрамафитам, входящим в состав дунит-клинопироксенитовых массивов ППУ [Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2020].

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-17-00224. <https://rscf.ru/project/23-17-00224>.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40-Пермь. Объяснительная записка. // Водолазская В.П. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 327 с.

Петров Г.А. Докембрийские комплексы фундамента палеозойской остро воздушной системы на Среднем Урале. М.: Русайнс, 2019. 276 с.

Пушкарев Е.В. и др. Возраст горнблендитов и экзоконтактных метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. Ежегодник-2018, Тр. ИГГ УрО РАН, Вып. 166, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. С. 158-164.

Пушкарев Е. В. и др. Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала. // Доклады РАН, Науки о Земле, 2020, 490, № 2, С. 45-50.

Фоминых В.Г. и др. Петрология и рудогенез Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.

Кожимский риолит-гранитоидный комплекс Приполярного Урала: новые геохронологические данные

Пыстин А.М.¹, Пыстина Ю.И.¹, Гракова О.В.¹, Хубанов В.Б.²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ИФЗ РАН, Москва

Приполярный Урал является стратотипическим районом Тимано-Североуральского региона, как в отношении стратиграфии, так и магматизма. Особую роль в геологическом строении района играют гранитоиды. Они, главным образом, распространены в северной части Приполярного Урала в пределах Центрально-Уральской мегазоны и слагают два десятка относительно крупных массивов и множество мелких тел. Схемы расчленения и корреляции гранитоидов

Приполярного Урала вплоть до середины 90-х годов прошлого столетия в основном базировались на геологической позиции гранитоидных массивов. Выделялись гранитоидные комплексы: николайшорский (раннепротерозойский), сальнеро-маньхамбовский (вендско-кембрийский или позднерифейско-кембрийский) и кожимский (пермский).

С началом применения Rb-Sr, Pb-Pb и U-Pb систематик при датировании гранитоидов рассматриваемого района определился верхний возрастной интервал проявления процессов гранитогенезиса: 490-480 млн лет, который подтвердился при обобщении полученных за последние двадцать лет U-Pb цирконовых датировок (SIMS, LA-ICP-MS, TIMS) по гранитоидам северной части Урала [Удуратина и др., 2022]. Это означает отсутствие на рассматриваемой территории гранитоидов позднепалеозойского возраста, что ставит под сомнение выделение кожимского комплекса.

Вместе с тем, давно существует идея о проявлении на Приполярном Урале кислого магматизма, предшествовавшего становлению гранитоидных массивов сальнеро-маньхамбовского комплекса [Голдин и др., 1999]. Основанием для этого послужило наличие кислых вулканитов в обрамлении Кожимского гранитного массива, залегающего в виде пластового тела среди метатерригенных пород пуйвинской свиты – базального стратона приполярноуральского верхнего докембрия. Гранитоиды, пространственно связанные с пуйвинской свитой, Б.А. Годин и его коллеги предложили выделить в кожимскую риолит-гранитоидную формацию. Возраст пород этой формации (комплекса) был принят как среднерифейский в связи с тем, что названная свита в то время относилась к среднему рифею [Стратиграфические..., 1993]. По уточненным данным, полученным на основании результатов U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования детритовых зерен циркона, нижний возрастной рубеж пуйвинской свиты 780 млн лет [Пыстин и др., 2019], что дает основание считать ее позднерифейской. Преобладающие на Приполярном Урале гранитоиды сальнеро-маньхамбовского комплекса, в составе которого выделяются две возрастные популяции с максимумами плотности вероятности U-Pb возрастов зерен циркона: 613-598 и 541 млн лет [Соболева, 2017], в отличие от Кожимского массива, прорывают отложения пуйвинской и вышезалегающих свит рифейского разреза рассматриваемого района.

Принимая в качестве рабочей гипотезы существование самостоятельного риолит-гранитоидного комплекса, более древнего, чем сальнеро-маньхамбовский комплекс, мы предприняли попытку датировать циркон из присутствующих в составе пуйвинской свиты кислых метавулканитов, залегающих в южном экзоконтакте Кожимского массива. В основном они представлены метапорфирами риолитового и дацитового состава. Породы хорошо выделяются среди серых и

зеленовато-серых слюдисто-альбит-кварцевых сланцев белым цветом, залегают в виде согласных маломощных тел (от нескольких десятков сантиметров до 3-х метров), выдержанных по мощности и прослеживающихся в коренных обнажениях на десятки метров. Согласное залегание метапорфиров и наличие близких по геологическим условиям залегания, минеральному и химическому составу пород афировой мелкозернистой структуры, которые по петрохимическим характеристикам интерпретируются как метатUFFоиды [Геохимия..., 2002], может быть свидетельством их формирования в период накопления пуйвинской свиты.

Для геохронологических исследований была отобрана проба метапорфира из коренного обнажения на левом берегу р. Кожим, в 1.4 км ниже устья ее левого притока - руч. Хасаварка (67°15'57.3"с.ш., 66°13'58.8"в.д.). Изотопные исследования цирконов выполнены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом в Геологическом институте СО РАН (Россия, г. Улан-Удэ). Возраст, полученный по 18 локальным определениям, составляет 646 ± 3 млн лет. Установленная ранее U-Pb изотопная датировка цирконов из гранитоидов Кожимского массива - 598 ± 3 млн лет интерпретировалась как возраст ремобилизации или метаморфизма пород [Пыстин, Пыстина, 2011]. Недавно выполненное повторное датирование гранитоидов этого массива, к сожалению, показало высокую дискордантность полученных возрастных определений [Удуратина и др., 2020]. Однако два из 11 выполненных датировок имеют дискордантность ниже 10%. Их значения с учетом возможной ошибки (636 ± 8 и 623 ± 16 млн лет) сопоставимы с полученным нами возрастом метапорфира. Заслуживают также внимания возрастные определения еще двух зерен циркона: 643 ± 17 и 681 ± 29 млн лет (D, % = 19 и 23).

Учитывая согласное залегание кислых вулканитов в разрезе пуйвинской свиты, полученный изотопный возраст циркона из метапорфиров (646 ± 3 млн лет) может рассматриваться как верхний возрастной предел вмещающих метапорфиры пород, а сопоставимость этой датировки с возрастными определениями цирконов из гранитоидов, как возможное время формирования кожимского риолит-гранитидного комплекса. Таким образом, возможность выделения на Приполярном Урале самостоятельного позднерифейского кожимского риолит-гранитидного комплекса, более древнего, чем сальнеро-маньхамбовский комплекс, представляется весьма вероятной. Остается вопрос, требующий дальнейших исследований: какие из гранитоидных массивов Приполярного Урала, кроме собственно Кожимского массива, относятся к кожимскому комплексу.

Литература

Геохимия древних толщ севера Урала / Ред. - сост. Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214 с.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Хубанов В. Б. Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Докл. РАН, 2019. Т. 488. № 2. С. 54-57.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожжимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011, вып.4(8). С. 14-19.

Соболева А.А. О необходимости расчленения сальнеро-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса на Приполярном и Северном Урале // Матер. науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 194-196.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.

Удоратина О. В., Шуйский А. С., Капитанова В. А. Гранитоиды Кожжимского массива (Приполярный Урал): U-Pb, Lu-Hf данные / Известия Коми НЦ УрО РАН. 2020. № 1. - С. 96-105.

Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С. и др. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.

Результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования колумбита из сподуменовых пегматитов месторождения Колатан (провинция Нуристан, Афганистан)

Ризванова Н.Г.¹, Сергеева Н.А.¹, Юсуфзай А.^{2,3}, Скублов С.Г.^{1,2}

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПГУ, Санкт-Петербург; ³KPU, Кабул, Афганистан

Пегматитовый пояс Афганистана, расположенный в отрогах хребта Гиндукуш на северо-востоке страны в провинции Нуристан, представляет собой ценный ресурс редких металлов, включая Li, Cs, Be и Ta-Nb. Прямое определение возраста рудных минералов из пегматитов до настоящего времени не проводилось, что и обусловило актуальность выполненного исследования по датированию U-Pb методом (ID-TIMS) колумбита из пегматитов месторождения Колатан в провинции Нуристан.

Месторождение сподуменовых пегматитов Колатан расположено в пределах пегматитового поля Алингар, в провинции Нуристан. В районе месторождения развиты биотитовые сланцы и мраморизованные известняки позднего триаса, которые прорваны палеогеновыми двуслюдяными гранитами третьей фазы комплекса Лагман. Граниты занимают около 70 % площади и с ними генетически связаны жилы редкометалльных пегматитов. Основная часть пегматитовых жил залегает в кварц-биотит-гранатовых и кварц-биотит-гранат-ставролитовых сланцах, в меньшей степени, в известняках. На месторождении Колатан распространены пегматитовые жилы трех

типов: 1) шерл-мусковит-микроклиновые (безрудные), которые представляют собой первую стадию развития пегматитового процесса после внедрения гранитов; 2) микроклин-альбитовые; 3) сподумен-микроклин-альбитовые и лепидолит-сподумен-клевеландитовые. В жилах пегматитов лепидолит-сподумен-альбитового типа установлены промышленные содержания колумбит-танталита, тогда как в пегматитовых жилах практически во всех месторождениях провинции Нуристан минералы группы колумбит-танталита наблюдаются в подчиненном количестве.

Изученный образец с колумбит-танталитом отобран на месторождении Колатан из пегматитовой жилы третьего типа - лепидолит-сподумен-клевеландитовой.

U-Pb изотопное исследование колумбита (образец N-9TK) проведено методом изотопного разбавления ID TIMS (ИГГД РАН) по методике, предложенной в работе [1]. Для исследования были отобраны темно-коричневые с красным оттенком кристаллы размером до 4-5 мм, раздробленные до фрагментов размером не больше 0.4 мм и последовательно отмытые в различных кислотах. Отобранные фрагменты колумбита растворяли в концентрированной HF при температуре 110°C в течение 18 часов. Для определения содержаний Pb и U использовали смешанный индикатор $^{235}\text{U}+^{208}\text{Pb}$. Свинец и уран выделяли методом ионно-обменной хроматографии по стандартным методикам. Определение изотопного состава Pb и концентрации Pb и U проведено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton T1 в статическом режиме. Загрязнение в опыте не превышало 25 пг для Pb и 2 пг для U. Первичную обработку результатов изотопного анализа Pb и U и вычисление возраста выполняли по программам К. Людвига. Расчёт возраста по четырём анализам колумбита выполнен с использованием погрешности измерения U/Pb изотопных отношений равной 0.5 %. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Содержание U и Pb в изученных кристаллах колумбита из месторождения сподуменовых пегматитов Колатан 113-222 ppm и 0.66-0.98 ppm соответственно. На U-Pb диаграмме с конкордией четыре точки образуют дискордию с возрастом нижнего пересечения 18.35 ± 0.08 млн лет (СКВО=0.22). Положение точек на диаграмме указывает на присутствие в образцах унаследованной компоненты из протолита гранитов S-типа комплекса Лагман, являющихся материнскими для редкометалльных пегматитов провинции Нуристан. Таким образом, полученный U-Pb возраст соответствует времени кристаллизации колумбита в момент образования редкометалльной рудной минерализации в сподуменовых пегматитах месторождения Колатан.

Предшествующими исследованиями на территории Афганистана были выделены четыре главные стадии магматических событий: раннепалеозойская стадия с возрастом около 500 млн лет; триасовая -

около 230 млн лет; меловая - около 100 млн лет; эоцен-олигоценая - около 35 млн лет [2]. Заключительная, эоцен-олигоценая стадия по настоящее время остается наименее охарактеризованной в геохронологическом отношении. Для гранитов комплекса Лагман и связанных с ними пегматитов, расположенных в провинции Нуристан, имеется весьма ограниченное количество (не более 10) определений возраста Rb-Sr методом [3] и несколько K-Ar методом. Rb-Sr возраст гранитов попадает в интервал 31-33 млн лет, а пегматитов - 21-27 млн лет. Rb-Sr возраст мусковита, плаггиоклаза и валовой пробы сподуменовой пегматита месторождения Пашки, расположенного в провинции Нуристан, равен 21 ± 2 млн лет, СКВО=5.4 [4] и, в целом согласуется с вышеприведенными значениями. Следует отметить, что альпийские орогенные события с возрастом около 20 млн лет широко проявлены в Гималаях и на Центральном Памире - геологически сопряженными с горной системой Гиндукуш, к которой относится провинция Нуристан [5].

Полученный в результате изотопно-геохимического исследования колумбита-(Mn) U-Pb возраст 18.35 ± 0.08 млн лет является первым примером прямого датирования рудных минералов редкометалльных пегматитов афганской провинции Нуристан прецизионным методом ID-TIMS. Этот возраст определяет этап формирования рудной минерализации, и в целом согласуется с представлениями о времени формирования пегматитов и материнских для них гранитов для провинции Нуристан. На примере колумбита-(Mn) из месторождения Колатан продемонстрирована возможность успешного датирования методом ID-TIMS рудных минералов, возраст которых относится к раннеэоценовому времени.

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0005) с помощью оборудования ЦКП АИРИЗ (ИГГД РАН).

Литература

1. Romer R.L., Wright J.E. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992.
2. Debon F., Afzali H., Le Fort P., Sonet J. // *Geologische Rundschau*. 1987
3. Desio A., Tongiorgi E., Ferrara G. // 22-nd Int. Geol. Congress. Proc. Section 11: Himalayan and Alpine Geology. New Delhi, 1964.
4. Хамдард Н., Скублов С.Г. // *Мат. XXXV Молодежной школы-конференции*, 2024.
5. Горохов И.М., Мельников Н.Н., Дюфур М.С. и др. // *Геохимия*. 1993.

Датирование алмазов методами изотопной геологии

Ронкин Ю.Л.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Прямое датирование алмазов (А), основано на явлении распада ^{14}C , однако, в силу малой величины константы β распада ^{14}C ($T_{1/2} = 5730 \pm 40$ лет). Этот подход не получил широкого распространения, поскольку возраст (Т) подавляющего большинства А превышает временные рамки, доступные для датирования углеродным методом.

С другой стороны, чистота монокристаллического А, в смысле низкого содержания потенциальных элементов-геохронометров, представляет собой фундаментальную проблему. Радиогенные элементы с гораздо более медленно распадающимися радионуклидами, не замещаются непосредственно в самой решетке А, а вместо этого содержатся в жидких и минеральных включениях (Weiss et al. 2022; Stachel et al., 2022). Наиболее распространенными включениями являются магнохромит, форстерит, гранаты (Grn), клинопироксены (Срх) и графит. Кроме кристаллических включений некоторые А содержат включения газа или жидкостей: вода, водород, диоксид углерода, аргон, этилен, этиловый спирт, бутан и кислород (Melton & Giardini, 1974, 1975; Giardini & Melton, 1975). Отсюда, привязка процессов формирования А к абсолютной шкале геологического времени, должна основываться на изучении его включений методами изотопной геологии. Этот процесс начавшийся более 50-ти лет назад, претерпел радикальную эволюцию благодаря в первую очередь развитию масс-спектрометрической (MS) техники.

U-Th-Pb и изотопия свинца. В 1970-х годах сульфидные включения были первыми объектами определения Т с использованием изотопов Pb (Welke et al., 1974; Kramers, 1979). Для А из кимберлитов Финш и Кимберли был получен Pb-Pb возраст, превышающий 2 млрд лет. Эти результаты были первыми доказательствами того, что А представляют собой ксенокристаллы во вмещающих кимберлитах (Kramers 1979). Аналитика того времени требовала большого количества включений из-за высоких бланков. Прошло еще два десятилетия, прежде чем методы *in situ* позволили корректно использовать изотопы Pb для возрастных постороений. Для измерения изотопов U-Th-Pb доступны различные инструментальные методы. В первую очередь, это ID-TIMS, ID-MC-ICP/MS, далее - SIMS, SHRIMP, LA-ICP- MS. В 1984 г., (Richardson et al., 1984) был определен **Rb-Sr и модельный Sm-Nd возрасты** (~3,3 млрд лет) по включениям гарцбургитового граната (Grn) из А Кимберли и Финш. Эти результаты ясно показали, что возраст А может измеряться

миллиардами лет, кроме того, был установлен палеоархейский возраст источников А в континентальной литосферной мантии. Впоследствии были выявлены возрастные ограничения для многих А из Ю. Африки, Ботсваны, Австралии и России (Richardson 1986; Richardson et al. 1990, 1993; Richardson & Harris 1997). В этих работах, Sm-Nd и Rb-Sr датирование характеризовалось тем, что отдельные кристаллы Grn или Srx из А нужно было сгруппировать вместе с другими подобными зернами, чтобы получить достаточные ионные токи при MS измерениях. Проблема дефицита исходного вещества, в смысле аналитических возможностей методов датирования малых количеств, впервые была решена в конце 1980-х годов, когда (Burgess et al. 1989; Phillips et al., 1989) сообщили о возрасте ^{40}Ar - ^{39}Ar для единичных включений Srx в А из кимберлита Премьер (рудник Куллинан) в Ю. Африке. Дальнейшее развитие этих работ выявило определенные проблемы из-за перераспределения аргона. Однако, в любом случае, метод ^{40}Ar - ^{39}Ar оказался полезным для изучения происхождения А (Phillips et al., 2004, 2018; Laiginhas et al., 2009).

В середине 1990-х годов аналитические методы, разработанные для **Re-Os** датирования образцов пород в целом (Shirey & Walker, 1998), были настолько модифицированы, что можно было анализировать отдельные сульфидные включения до 2 мкг (Pearson et al. 1998; Pearson & Shirey 1999). С момента первоначального исследования Re-Os на сульфидсодержащих А Коффифонтейн (кратон Каапвааль, Pearson et al. 1998) Re-Os метод стал наиболее широко используемым геохронометром для определения возраста А во всем мире (Richardson et al. 2001); Westerlund et al. 2006; Richardson and Shirey 2008; Aulbach et al. 2009, 2018; Smit et al. 2010, 2016; Wiggers de Vries et al. 2013; Gress et al. 2021). Именно этим методом был получен, как утверждают авторы, древнейший возраст (ТМА 3.58 ± 0.03 млрд лет и TRD 3.15 ± 0.03 млрд лет) алмазного включения в оливине кимберлита трубки Удачная, Якутия (Pokhilenko et al., 2023).

Появление в MS усилителях резисторов обратной связи 10^{13} Ом, привело к появлению еще более чувствительных детекторов (Koornneef et al. 2014), что в конечном итоге позволило измерять еще более малые распространенности изотопов Sm, Nd, Rb и Sr единичных включений Grn и Srx. Эти методы были реализованы к включениям в А из Ботсваны и Ю. Африки (Koornneef et al. 2017; Timmerman et al. 2017; Gress et al. 2021), что позволило более подробно расшифровать множественные алмазообразующие события при комплексном подходе в сочетании с Re-Os-датированием сульфидных включений в той же свите, содержащей А (Gress et al. 2021).

Многообещающим методом является датирование богатых флюидами так называемых «волоконистых А» с использованием **U-Th/He** изотопной системы (Timmerman et al. 2019; Weiss et al. 2021). Там, где

минеральные включения используются для датирования монокристаллических А ювелирного качества, флюидные включения могут использоваться для датирования «волоконистых А» и дают важные детальные ограничения на то, образовались ли они одновременно или характеризуют отдельные события. Как известно, температуры закрытия системы U-Th/He варьируются для различных минералов, тем не менее, этот параметр, один из самых низких среди всех радиогенных систем: $\sim 100^\circ \text{C}$ для апатита (Lippolt et al. 1994; Wolf et al., 1996; Warnock et al. 1997) и $\sim 600^\circ \text{C}$ для Grn (Dunai and Roselieb 1996). Хотя А образуется выше температуры закрытия U-Th/He, скорости диффузии He ($\text{He} > \text{U-Th}$) в А чрезвычайно низкие: от $\pm 4 \cdot 10^{-21} \text{ см}^2/\text{с}$ (Shelkov et al. 1998) до $1.8 \cdot 10^{-19} \text{ см}^2/\text{с}$ (Weiss et al. 2021). Однако, в следствие медленных скоростей диффузии в А, изотопная система U-Th/He замкнута в А, что делает его практически идеальным минералом для датирования U-Th/He методом. Из осложняющих факторов, при реализации метода, следует отметить, отсутствие эталонов для LA ICP-MS. Дальнейшему развитию способствовало появление так называемого «автономного» метода измерения LA ICP-MS, который позволяет предварительно концентрировать аналиты в сравнении с традиционным LA ICP-MS подходом (McNeill et al. 2009; Klein-BenDavid et al. 2010).

В контексте алмазной геохронологии, вычисленный возраст может отражать любой и/или сочетание из нижеперечисленных: время кристаллизации А, или время просачивания алмазообразующих флюидов в мантию-хозяина: охлаждение А и его датированное включение до определенной температуры после образования А; кристаллизация «протогенетического» минерала, включенного в настоящее время в А, до его инкапсуляции в А; смешивание геохимических сигнатур различных жидких и твердых компонентов, которые мобилизуются во время событий, вызывающих образование А (Smit et al., 2022).

Финансирование: госзадание ИГГ УрО РАН, № госрегистрации 123011800013-6.

Список литературы можно получить, обратившись по адресу: uronkin@mail.ru

Коррекция постоянной распада ^{87}Rb методами изотопной геологии

Ронкин Ю.Л.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Первое упоминание о возможности датирования Rb-содержащих минералов на основе радиоактивного распада ^{87}Rb , приурочено к 1938 году [Hahn & Walling, 1938]. Приоритет в определении возраста этим методом принадлежит коллективу авторов [Hahn et al., 1943]. Масштабное применение Rb-Sr метода было начато в 1950 гг, что связано с стремительным развитием масс-спектрометрии. Не вдаваясь в детали Rb-Sr метода, которые можно найти, к примеру, в монографиях [Шуколюков и др., 1974; Горохов, 1985; Фор, 1989; Rollinson, 1993; Dickin, 2005; Allègre, 2008] и многочисленных статьях, можно отметить, что искомый возраст t является функцией как атомных отношений изотопов стронция, так и постоянной распада λ . Таким образом, неопределенность Rb-Sr датирования того или иного геологического события, находится в прямой зависимости от точности измерения атомных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также величины постоянной распада λ , и в этом смысле, минимизация систематических погрешностей и повышение точности определения λ ^{87}Rb является необходимым условием для пролучения валидных значений возрастов, что подтверждает актуальность подобных работ.

История определения периода полураспада ($T_{1/2}$) ^{87}Rb и λ насчитывает уже более 70 лет [Haxel et al., 1948; Gargi, 2019]. В принципе эти величины могут быть рассчитаны теоретически, однако авторы [Konopinski & Bethe, 1938; Greuling, 1942] утверждают, что "predictions for forbidden transitions in general are hampered by lack of knowledge concerning the nuclear matrix elements...", и к сожалению данная ситуация не изменилась до настоящего времени, поэтому отсутствуют какие-либо точные значения λ ^{87}Rb , опубликованные специалистами в области ядерной физики.

С другой стороны, согласно литературным данным, существует по крайней мере три способа определения постоянной λ и/или $T_{1/2}$ ^{87}Rb .

Прямой подсчет (direct counting) основанный на регистрации бета активности ^{87}Rb , которая подсчитывается и делится на общее количество радиоактивных атомов в известном количестве Rb, исходя из числа Авогадро и изотопной распространенности ^{87}Rb . Известными осложнениями для успешной реализации этого подхода являются: низкая энергия распада ^{87}Rb [Dickin 2005; Faure & Mensing 2005],

самоэкранирование твердых образцов конечной толщины, неточное знание изотопного состава исходного Rb, а также проблемы с эффективностью и геометрией детекторов [Begemann et al. 2001].

Эксперименты роста (in-growth experiments), этот способ заключается в измерении количества ^{87}Sr , образующегося при распаде известного количества ^{87}Rb за четко фиксируемый период времени в лабораторных условиях. Метод был впервые реализован [McMullen et al., 1966] на образце Rb, очищенном в 1956 году, и повторён на той же партии образцов [Davis et al., 1977]. Метод имеет сравнительное преимущество перед прямым подсчетом, в случае низкоэнергетического распада ^{87}Rb . Из недостатков этого способа следует отметить значительную длительность эксперимента - вплоть до десятилетий. Кроме того, изначально необходимы достаточно точные сведения об изотопном составе Rb и Sr.

Наконец, третий подход к определению λ ^{87}Rb и соответственно $T_{1/2}$, заключается в датировании одних и тех же геологических объектов, разными методами изотопной геологии, где в качестве арбитражного чаще всего выступает U-Pb ID-TIMS метод с валидными значениями $^{235}\lambda$, $^{238}\lambda$ [Neumann & Huster. 1974; Davis et al., 1977; Williams et al., 1982; Minster et al., 1982; Shih et al., 1985; Amelin & Zaitsev, 2002; Kossert, 2003; Dickin, 2005; Faure and Mensing, 2005; Nebel et al., 2011; Rotenberg et al., 2012; Villa et al., 2015; Gargi, 2019], в предположении о том, что соответствующие изотопные системы определенных элементов в породах и составляющих их минералах оставались "закрытыми" на протяжении своей эволюции.

В настоящей изложении выполнены работы по корректировке λ $^{87}\text{Rb}=(1.42\pm 0.01)\cdot(10^{-11})$ год $^{-1}$ (предложенной более 48 лет назад Комиссией по геохронологии [Steiger & Jäger, 1977]) путем сравнения результатов прецизионного датирования U-Pb ID-TIMS цирконов и Rb-Sr ID-TIMS систематики гранитов рапакиви Бердяушского плутона (БП), прорывающего карбонатные породы саткинской свиты нижнего рифея в стратотипической местности Ю. Урала, расположенной в пределах Башкирского мегантиклинория, одной из крупнейших структурных единиц Центрально-Уральской мегазоны [Семихатов и др., 1991; Маслов, 2001; Пучков, 2010]. Породы и минералы этого плутона изучены с помощью K-Ar, Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd , Lu-Hf и U-Pb методов изотопной геологии [Овчинников и Гаррис, 1960; Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1963, 1964; Дунаев и Дурнева, 1966; Салоп и Мурина, 1970; Тугаринов и др., 1970; Belyaev et al., 1996; Ронкин и др., 1997, 2003, 2004, 2007, 2015, 2016; Краснобаев и др., 1984, 2011] а выделенный из гранитов рапакиви циркон, в свое время [Ронкин, 1987], рассматривался в качестве стандартного образца для U-Pb датирования. Более того, настоящую работу стало возможным реализовать, что представляется принципиальным, поскольку были получены U-Pb ID-TIMS

прецизионные данные 1379.6 млн лет ($\pm 0.19\%$, MSWD=1.3) для циркона из гранита рапакиви БП [Ronkin et al., 2016], с использованием $^{205}\text{Pb}+^{233}\text{U}+^{235}\text{U}$ EARTHTIME спайка [http://www.earth-time.org/spike_newsletter.pdf] и соответствующих методических приемов [Schoene et al., 2006; Schmitz et al., 2007; Schaltegger et al., 2008].

Для достижения поставленной цели, помимо прецизионного анализа U-Pb ID-TIMS систематики циркона, была изучена Rb-Sr ID-TIMS (spike $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ с отношением $^{85}\text{Rb}/^{84}\text{Sr} > 779$) изотопия 22 репрезентативных образцов гранитов рапакиви и выделенных из них минералов, что дало возможность определить угол наклона (slope) аппроксимирующей линии регрессии на графике $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Дальнейшие расчеты исходя из соотношения $t = (1/\lambda) * \ln(\text{slope} + 1)$, определяют величину λ $^{87}\text{Rb} = (1.404 \pm 0.004) * (10^{-11})$ год $^{-1}$.

В случае использования ID-TIMS для измерения параметров Rb-Sr изотопной систематики, основным источником погрешностей является фракционирование отношения $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ в ходе анализа, поскольку наличие только двух изотопов ^{85}Rb и ^{87}Rb , исключает нормализацию в отличие от анализа изотопного состава Sr. При этом, воспроизводимость величины фракционирования $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ существенно варьируется в зависимости от особенностей ионизации TIMS. Нанесение Rb на Re-подложку с силикагелем [Papanastassiou & Wasserburg, 1971] дает меньший диапазон фракционирования (более чем в два раза), в сравнении с методикой применения танталовых лент.

Альтернативным решением проблемы фракционирования $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ является MC-ICP-MS анализ [Nebel et al., 2005], с использованием $^{92}\text{Zr}/^{90}\text{Zr}$ [Waight et al., 2002] для коррекции измеренного отношения $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}$, что дает почти 10-кратное увеличение точности по сравнению с традиционными методами TIMS.

Работа выполнена в рамках гос. задания ИГГ УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6.

Список литературы можно получить, обратившись по адресу uronkin@mail.ru.

Изотопная геология лерцолитовых массивов Крака: Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd , цирконология (REE, Lu-Hf, U-Pb)

Ронкин Ю.Л., Аникина Е.В., Русин И.А., Чашухин И.С.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Гипербазитовые массивы Кракинской группы (Северный, Узянский, Средний, Южный), с которыми связаны многочисленные хромитовые

рудопроявления, представляют собой расчлененный аллохтон и расположены в северной, осевой части крупной синформной тектонической структуры (~300x50 км) - Зилаирского синклиория (Ю.Урал). Первые геологические исследования этих массивов проводились в 60-х гг. XIX в. и были направлены на поиски и разработку хромитовых месторождений. Результаты этих работ сохранились фрагментарно. Следующий этап изучения, начавшийся в 1930-х гг. (в результате чего было открыто большинство из известных хромитовых проявлений и месторождений) и продолжающийся до настоящего времени, связан с многочисленным списком публикаций и соответствующих имен. Тем не менее возраст, генетическая сторона и геодинамическая позиция массивов до сих пор являются предметом споров и разночтения. В настоящей работе выполнено обобщение изотопно-геохронологических данных [1, 2, 3] для: 1) лерцолита Северного Крака, Rb-Sr ID-TIMS, ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS (порода в целом, Орх, Срх); 2) циркона, выделенного из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита Узянского Крака, REE, Lu-Hf, U-Pb SHRIMP-II.

Возраст. ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS сигнатура выявляет изохронную зависимость ($\text{MSWD}=0.85$) с возрастом 545 ± 26 млн лет и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512390\pm 0.000054$, соответствующему в рамках модельных представлений величине $\epsilon_{\text{Nd}}=+8.9$. U-Pb SHRIMP-II данные для циркона изученных разностей фиксируют значительный диапазон возрастов от 2038 до 196 млн лет. Наиболее древние конкордантные значения, характеризующие, вероятно, эндогенные преобразования исходного субстрата, установлены в цирконе лерцолитов (2038 ± 16 и 1132 ± 1.1 млн. лет), гранатовых пироксенитов (956 ± 11 млн. лет) и дунитов (633 ± 11 млн. лет), при этом во всех цирконах выявлены значения возраста в двух интервалах 590-550 млн. лет и 445-390 млн. лет, которые, вероятно, характеризуют этапы глубинного расслоения лерцолитового блока на комплексные серии и перемещение их на верхнекоровый уровень. Значения в интервале 299-196 млн. лет, интерпретируемые поздними сдвиговыми процессами, обнаружены только в дунитах.

Генетические ограничения. Орогенные лерцолиты (ОЛ) часто интерпретируются как фрагменты континентальной литосферной мантии, тектонически внедренные в земную кору. Рассматриваемая модель находит подтверждение для циркона лерцолитов Узянского Крака на основании анализа дискриминационных диаграмм в координатах Yb-U, Hf-U/Yb, Y-U/Th, позволяющих дифференцировать циркон континентального и океанического происхождения, поскольку фигуративные точки цирконов всех возрастных кластеров (диапазон от 2038 до 196 млн лет) в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и серпентинитах массива на упомянутых выше диаграммах соответствуют полю вещества континентального генезиса, что не противоречит в

целом представлениям о формировании этих пород при рифтовом растяжении континентальной литосферы. Альтернативная гипотеза о происхождении ОЛ из океанической коры исходит из того, что они представляют собой подтип офиолитов, отличающийся от распространенного гарцбургитового более тонким разрезом коры и непосредственным контактом с метаморфизованной континентальной корой. Иными словами, ОЛ могут быть связаны с трансформными разломами или очень медленно эволюционирующими спрединговыми центрами, где литосферный фронт проникает на расстояния первых десятков километров в нижележащую мантию. Полученные REE данные, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ изотопная систематика шпинелевых лерцолитов массива Северный Крак, позволяют идентифицировать генетическую принадлежность изученного вещества. Об этом свидетельствует наблюдаемая корреляционная зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что вместе со спецификой спектра распределения REE не противоречит гипотезе о происхождении, предполагающим плавление истощенного протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник с параметрами, подобными MORB. Другим аргументом является позиция фигуративной точки DM на графике Николайсена, поскольку изотопный состав Sm и Nd практически точно ($\Delta=0.0014\%$) соответствует параметрам линии регрессии (slope 0.00357). Иными словами, эволюционные параметры $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ деплетированного резервуара DM тождественны изотопному составу Sm и Nd изученного вещества. Другой особенностью изученных разностей является наличие корреляции между современным изотопным составом Sr-Nd и степенью истощения этих пород легкоплавкими компонентами. Эта взаимосвязь характеризуется положительной корреляцией между соотношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и содержанием Al_2O_3 для перидотитов из Западных Альп (Balmuccia и Lanzò), Восточных Пиреней и массива Северный Крак. Аналогичная картина характеризует комплементарную взаимосвязь между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Al_2O_3 .

Геодинамические следствия. Полученный $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ AL ID-TIMS изохронный возраст 545 ± 26 млн лет для шпинелевых лерцолитов массива Северный Крак в сочетании с геологическими и геохимическими данными позволяет утверждать о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале 620-540 млн лет, ответственной за образование тиманид. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы дает возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами. Глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя санкционируют выдвигание гипотезы о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны. Согласно имеющимся палеомагнитным

построениям, Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны, тем не менее на существенном удалении от нее. Вместе с тем Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды находились, согласно этим же данным, на очень близких широтах. Учитывая, что палеомагнитные данные не позволяют однозначно определить палеодолготу, можно откорректировать реконструкцию таким образом, чтобы полагать, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды представляли компактный, более крупный ороген в составе следующего после Родинии суперконтинента Паннотия.

Работа выполнена в рамках гос. задания ИГГ УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6.

Литература

[1] Ronkin Y.L., Chashchukhin I.S. & V.N. Puchkov. (2024). Spinel Lherzolite of the Northern Kraka Massif (S. Urals): The First REE ID-ICP-MS, ⁸⁷Sr-⁸⁶Sr, and ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd AL ID-TIMS Isotope Constraints. Dokl. Earth Sc.514, 59-69.

[2] Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. (2011). Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Ю. Урала. Геохимия. Т.5. 506-522.

[3] Аникина Е.В., Русин И.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. (2014). Изотопно-геохимическая систематика циркона из ультрабазитов массива Узьянский Крака. Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. 161. 158-166.

Датирование пироксенитов Суроямского массива (Средний Урал) методами изотопной геологии

Ронкин Ю.Л.¹, Жилин И.В.²

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ЧелГУ, Челябинск

Суроямский щелочной гипербазит-сиенитовый (существенно пироксенитовый) массив, содержащий одноименное апатит-титаномагнетитовое месторождение, запасы которого оцениваются в 13,8 млрд тонн, что, при существующем объеме добычи позволяет оценить расчетное время эксплуатации до 150 лет, находится на западном склоне Среднего Урала, в пределах Уфимского амфитеатра, и является составной частью Нязепетровской структурно-формационной зоны.

Кратко фокусируясь на особенностях внутреннего строения Суроямского массива, следует отметить его симметрично линейную зональность, при этом центральная (осевая) часть массива сложена титаномагнетитовыми пироксенитами, преимущественно крупнозернистыми и пегматоидными, которые прослеживаются с юга на

север в виде полосы шириной от 200 до 1000 м. К востоку и западу от осевой части расположены флогопит-апатит-магнетитовые пироксениты, часто обогащенные наложенной вкрапленностью халькопирита с платиноидами. Далее, в краевой части массива, развиты оливиновые пироксениты, верлиты и альпинотипные серпентиниты с переменными содержаниями клинопироксена. В восточной части массива благодаря высокой проницаемости зоны из-за обилия тектонических нарушений сильно развиты эпигенетические процессы, особенно калишпатизация. Пироксениты, метасоматически измененные в ходе калишпатизации, отличаются от неизмененных разновидностей более мелкозернистой структурой и полосчатой текстурой. В ходе метасоматического процесса пироксен, изменяясь, становится более железистым (до 34 ат. %), и в конечном итоге парагенетическая ассоциация пироксен + магнетит + апатит + флогопит замещается ассоциацией калиевый полевой шпат + цеолиты.

Анализ имеющейся изотопно-геохронологической информации по Суроямскому массиву сводится к следующему.

K–Ar данные. Для нефелинов, секущих ультрабазиты Суроямского массива установлены возрастные значения, соответствующие интервалу 298–385 млн лет [1]. Значимо более широкие вариации K–Ar возрастов приводится авторами [2]. На графике распределения плотности вероятности K–Ar возрастов [2] выделяются несколько модальных значений. Для микроклин-цеолитизированных пород, и в том числе пироксенинов, наблюдаются два пика 333 и 385 млн лет. Более «древние» значения 470, 518 и 594 млн лет характеризуют магнетит-апатитовых пироксениты. Наконец, серицит-кварцевый алевролит нижней толщи бардымской свиты, имеет K–Ar возраст 422 ± 2 млн лет.

В 2007 г., были опубликованы Sm–Nd данные для апатитовых кошьвитов, отобранных авторами [3] из обнажения 2801/02 в центральной части массива, а также в образцах, отобранных в свое время при документации керна скважины 43, пробуренной на юге массива. Рассмотрение полученной Sm–Nd фактуры на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, позволило выявить две, практически параллельные регрессионные линии, наклоны которых соответствуют возрастам 444 ± 27 млн лет (апатитовый кошьвит, $n=5$) и 447 ± 62 млн лет (скважина 43, $n=5$). Анализируя полученные результаты, авторы констатируют, что Sm–Nd возраст оливиновых клинопироксенитов, верлитов и дунитов Суроямского массива не удалось определить, поскольку материал из единичных обнажений оказался не пригодным для изотопных измерений.

Rb–Sr систематика высокожелезистых клинопироксенитов и выделенных из них флогопитов Суроямского массива, изучалась авторами работы [4]. Наблюдаемые концентрации Rb и Sr в исследованных образцах составляли соответственно 2.4–20 и 330–1983

ppm для пироксенитов и 177– 244 и 276–440 ppm для флогопитов. Диапазон вариаций отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для флогопитов 1.359–2.56, тогда как аналогичные величины для валовых составов, определяющих, по сути, в силу своей локализации в начале координат графика $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, величины, близкие к первичным отношениям изотопов стронция, соответствовали интервалу 0.703660–0.704402. На графике Николайсена, Rb–Sr данные для пироксенитов аппроксимируются изохроной (СКВО=1.6), наклон которой соответствует возрасту 417 ± 10 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7036093 \pm 0.000008$. Калькуляция Rb–Sr-данных для соответствующих пар пироксенит–флогопит характеризуется довольно узким интервалом значений 414.6–416.6 млн. лет, совпадая в пределах наблюдаемых погрешностей с изохронным возрастом, найденным по образцам пород в целом, что допускает вычисление Rb–Sr-возраста по всей совокупности аналитических данных. В этом случае возраст 415.2 ± 1.1 млн. лет определяется изохроной (СКВО=0.72) с первичным отношением 0.703610 ± 0.000007 . Интерпретация полученных Rb–Sr данных приводит авторов к аргументам о том, что низкие концентрации Rb в пироксенитах накладывают определенные ограничения на представительность Rb–Sr-датировок валовых составов, и поэтому при характеристике Rb–Sr- изотопных соотношений был использован флогопит, а он является более поздним, чем пироксен, магнетит, апатит, поскольку содержит их включения.

В развитие изотопно-геохронологических работ, была изучена ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS систематика тех же пироксенитов, по которым ранее были осуществлены Rb–Sr изыскания.

Макроскопически это зеленые и темно-зеленые породы от мелкозернистой до крупнозернистой и пегматоидной структуры. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен, титаномagnetит, апатит и флогопит, среди которых максимальной температурой закрытия изотопных систем [5] относительно флогопита обладает, по-видимому, клинопироксен. Локализация фигуративной точки клинопироксена на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, в сочетании с изотопными данными для породы в целом позволяет оценить ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS возраст как минимум 560 млн лет.

Работа выполнена в рамках гос. задания ИГГ УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6.

Литература

[1] Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гоголан А.М. (1973). О возрасте ультрабазитов восточной части Уфимского амфитеатра. Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 160–161.

[2] Ефимова Л.П. (1973). Геологическая позиция и возраст Сураямского гипербазитового массива на западном склоне Урала. ДАН СССР. 210/5. 1160–1162.

[3] Попов В.С. (2007). Геодинамика подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 238-242.

[4] Пучков В.Н., Жилин И.В., Ронкин Ю.Л., Волченко Ю.А., Лепихина О.П. (2010). Геологическая природа и возраст Суроямского клинопироксенитового массива (Средний Урал). ДАН. 431/2, 223-227; [5] Dodson M.H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Mineral. Petrol. 40, 259-274.

Матричный эффект и артефакты при U-Pb SIMS и LA-ICP-MS датировании высокоуранового циркона

Ронкин Ю.Л., Петров Г.А.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

U-Pb метод изотопной геологии, основанный на явлении радиоактивного распада изотопов $U^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$, $^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$, с периодами полураспада $0,70381 \pm 0,00048$ и $4,4683 \pm 0,0024$ млрд лет соответственно [Jaffey et al., 1971], является первым геохронометром, реализованным для урансодержащих минералов [Boltwood, 1907]. По мере совершенствования аналитической базы этого метода и приемов интерпретации результатов, появилась возможность изучения U-Pb систем минералов с более низкими содержаниями U и Th, в частности циркона [Keevil, 1939; Tilton et al., 1955], абсолютного рекордсмена по количеству выполненных по нему определений U-Pb возраста в сравнении с менее популярными: бадделейтом, монацитом, ортитом, ксенотимом, оксидами U (уранинитом, настураном) и некоторыми другими, что обусловлено как распространенностью циркона в геологических объектах, так и устойчивостью U-Pb изотопной системы этого минерала к гипергенным воздействиям. Сочетание этих свойств, позволяет считать циркон практически идеальным минералом для U-Pb датирования. Иными словами, «радиогенная система распада уран-свинец циркона подобна божьему дару геохронологам» [Reimink et al., 2016], являясь своеобразной «капсулой времени» [Stern, 2006].

В настоящее время U-Pb датирование циркона осуществляется преимущественно тремя способами. Исторически первым и наиболее развитым является классический U-Pb метод, использующий изотопное разбавление (ID - Isotope Dilution, с трассером, имеющим искусственно обогащенный относительно природного изотопный состав Pb и U), с последующим масс-спектрометрическим анализом соответствующих смесей трассера и исследуемого материала с помощью прецизионных масс-спектрометров, с термоионной ионизацией (TIMS - Thermal Ionization Mass Spectrometry) и/или секторных (Sector Field) мультколлекторных (Multi-Collector) с ионизацией в индуктивно-

связанной плазме (ICP/MS - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Следующими технологиями U-Pb датирования циркона являются локальные «in situ» методы, позволяющие анализировать U-Pb изотопный состав нанограммовых объемов вещества. Инструменты, реализующие подобный подход, основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS - Secondary Ion Mass Spectrometry [Ireland, Williams, 2003] и лазерной абляции LA-ICP/MS [Kosler, Sylvester, 2003].

Доминирующим инструментом для U-Pb SIMS датирования циркона с более совершенными точностными возможностями, в сравнении с LA-ICP/MS [Понкин и др., 2020], является SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe), представляющий собой прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения, производства ASI, Австралия. О масштабе распространения SHRIMP может свидетельствовать тот факт, что по состоянию на 2023 г., двадцать один SHRIMP установлен по всему миру, а результаты, полученные этими приборами опубликованы в более чем $n \cdot 10^3$ рецензируемых научных изданиях [Ireland, Williams, 2003].

Однако несмотря на мировое признание и оптимистические U-Pb результаты, полученные с помощью SHRIMP, существуют некоторые аналитические проблемы, связанные, в том числе, с U-Pb «in situ» анализом циркона с относительно высокими концентрациями U посредством этих приборов, что было показано в соответствующих изысканиях. К примеру, [Williams & Hergt, 2000] обнаружили, что циркон с содержаниями U более 2500 ppm имеет более древний кажущийся возраст U-Pb, в сравнении с менее обогащенными. Аналогичные проблемы наблюдались исследователями и в более поздних публикациях (например, Butera et al., 2001; White and Ireland, 2012; Gao et al., 2014). Систематический характер увеличения U-Pb SHRIMP возраста в виде функциональной зависимости от концентрации U, по мнению упомянутых авторов, скорее всего, обусловлен матрично-зависимыми ионизационными потенциалами и эффектами ионизации во вторично-ионном микрозонде. Иными словами, это явление связано как с матрицей, так и с параметрами прибора, поэтому внешняя коррекция не может быть произведена, предполагая постоянные значения поправок [White and Ireland, 2012]. Некоторые исследования показали, что матричный эффект менее очевиден при анализе циркона с помощью LA-ICP-MS U-Pb [Horn et al., 2000; Tiepolo et al., 2003]. Однако недавние работы свидетельствуют, что матричное влияние является потенциальной проблемой и при LA ICP-MS измерениях, демонстрируя максимальное удревление 5.1 % для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста [Black et al., 2004; Klotzli et al., 2009; Allen and Campbell, 2012]. Очевидно, что эти проблемы требуют дальнейшего освещения, тем более за отсутствием такового в отечественной литературе, в связи с чем, в настоящем

изложении представлены результаты сравнительного изучения U-Pb SHRIMP-II датирования высокоуранового циркона и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопной систематики некоторых комплексов Урала, в частности на рис. 1, отображены результаты U-Pb SHRIMP-II систематики высокоуранового циркона, выделенного из диорита ивдельского комплекса (образец 5048-10). В целом, изученный циркон представлен коричневыми, а также прозрачными и полупрозрачными трещиноватыми индивидами с включениями. Кроме обозначенных разностей, присутствуют обломки идиоморфных длиннопризматических кристаллов, у которых длина вдоль главной оси ранжируется диапазоном 60-200 мкм, коэффициенты удлинения (KU) = 2-4. В катодных лучах циркон имеет в основном слабое свечение, тогда как единичные индивиды демонстрируют напротив, значительно большую яркость.

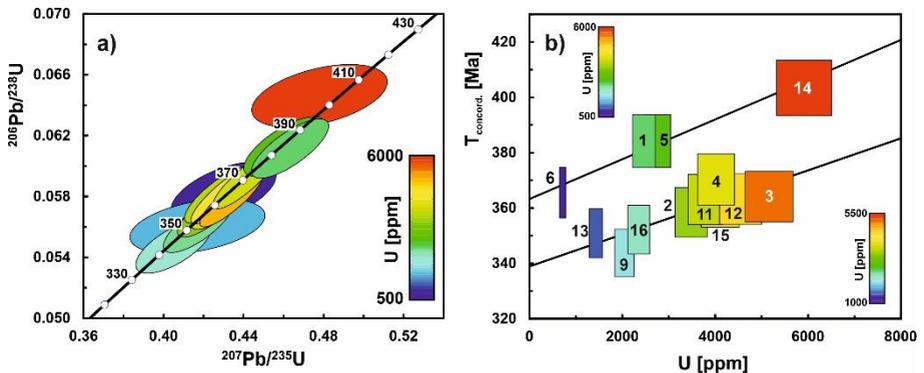


Рис.1. а) График с конкордией, демонстрирующий диапазон U-Pb SHRIMP-II конкордантных возрастов (T , млн лет) от 343.9 ± 4.3 до 383.7 ± 4.8 . б) Графическое представление зависимостей T от содержания U (ppm). Размеры прямоугольников пропорциональны погрешностям по осям координат. Цветовое масштабирование демонстрирует градиацию концентраций U (ppm) исследованного циркона.

В итоге настоящего изучения были получены следующие выводы: 1. Систематический характер увеличения U-Pb SHRIMP & LA ICP-MS возраста в виде функциональной зависимости от концентрации U , обусловлен матрично-зависимыми эффектами; 2. Вид функциональной зависимости увеличения U-Pb SHRIMP LA ICP-MS возраста циркона от концентраций U и Th в каждом конкретном случае, может значительно различаться, в связи с чем корректное введение соответствующих поправок не представляется возможным; 3. Для минимизации матричного эффекта можно рекомендовать предварительный высокотемпературный термический отжиг (>1300 °C) анализируемого циркона, на предмет регенерации кристаллического состояния; 4. Интерпретация U-Pb SHRIMP возраста высокоуранового циркона, в случае наличия матричного эффекта, представляется более чем

проблематичной, в связи с чем необходимо комплексное изучение объектов с помощью других методов изотопной геологии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и геохимии УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6.

Экстремальные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в дунитах Нижнетагильского массива Платиноносного пояса Урала

Ронкин Ю.Л.¹, Петров Г.А.¹, Щапов В.А.², Овчаренко А.В.²

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

В соответствии с имеющимися представлениями [Ефимов и др., 1993] Платиноносный пояс Урала (ППУ) - представляет собой гигантскую цепь из 14-ти сложно устроенных плутонических массивов (с юга на север: 1-Ревдинский; 2-Тагильский; 3-Баранчинский; 4-Арбатский; 5-Качканарский; 6 - Павдинский; 7-Кытлымский; 8-Княсьпинский; 9-Кумбинский; 10-Денежкин-Камень; 11-Помурский; 12-Чистопский; 13-Ялпинг-Ньёрский; 14-Хорасюрский), протяженностью до 900 км от Приполярного до Среднего Урала. Массивы сложены преимущественно ассоциацией ультрамафитов (дунитов, перидотитов), клинопироксенитов, тылаитов, оливиновых и двупироксеновых габбро. Тела ультрамафитов интерпретируются либо как интрузии, либо предполагается перемещение их в твердопластичном состоянии. Западнее ППУ, в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) располагается еще более масштабный офиолитовый пояс. При этом, в некоторых районах западная часть ППУ практически смыкается с зоной ГУР; здесь породы Платиноносной ассоциации находятся в самой зоне разлома и окружены офиолитами. Современные металлогенические обобщения о ППУ, свидетельствуют о тесной пространственной и временной связи составляющих этот пояс комплексов, с месторождениями металлов платиновой группы, хромитов, титаномагнетитов, медно-сульфидным оруденением, что позволяет рассматривать эту сообщество как единую рудно-геохимическую систему. Если детали внутреннего строения и особенности большинства массивов ППУ изучены достаточно детально, то генетические аспекты, возрастная и геодинамическая позиция, место и роль в геологической истории и структуре Урала до сих пор остаются предметом острых дискуссий [Ефимов и др., 1993; Иванов, Шмелев 1996; Ферштатер и др., 1992 и др.].

Ситуация еще более усложняется в связи с получением, в рамках настоящей работы ^{147}Sm - ^{143}Nd систематики для дунитов Нижнетагильского массива (НТМ), входящего в систему ППУ, демонстрирующей экстремально высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ в диапазоне от +29 до +38, значительно превышающие таковые для деплетированной мантии (DM). Эволюция последней, согласно имеющимся представлениям, на графике в координатах «возраст(T) = $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ » может быть представлена как минимум шестью трендами [Rollinson, 1993], аппроксимация которых возможна как прямолинейными, так и криволинейными зависимостями. Линейные, по [Fletcher, Rosman, 1982; Liew, McCulloch, 1985; Michard et al., 1985], дифференцируются по начальным и конечным величинам ϵ_{Nd} и T. Криволинейные: $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.25 \cdot T^2 - 3 \cdot T + 8.5$ [DePaolo, 1981; Allegre, Rousseau, 1984]; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = A \cdot T^2 + B \cdot T + C$, где $A = 1.53077 \cdot 10^{-5}$, $B = -0.22073 \cdot 6.54 \cdot 10^{-3}$ и $C = 0.513078$ [Allegre, Rousseau, 1984; Ben Othman et al., 1984] рассчитаны на базе данных по составам океанических базальтов (MORB), офиолитам, коматиитам и метеоритам. В любом случае координаты точки пересечения аппроксимирующих линий по оси ϵ_{Nd} , пересчитанные на настоящее время, менее +10.

Первые сведения о самых высоких значениях (в диапазоне от +21 до +47) когда-либо измеренных в земных образцах пород в целом, были получены коллективом авторов [Sharma et al., 1995] при изучении ультрамафитов офиолитового разреза Войкарского массива (Полярный Урал) ^{147}Sm - ^{143}Nd методом изотопной геологии, в результате чего был сделан следующий вывод. Экстремальные химические и изотопные характеристики ультрамафитов Войкарского массива показывают, что экстракция частичного расплава может генерировать верхнюю мантию с сильно изменчивыми ϵ_{Nd} и очень низкими концентрациями Nd. Потенциальное присутствие больших количеств такого материала в верхней мантии представляет собой интригующую геохимическую проблему, поскольку его ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопная систематика не может быть явно выражена в базальтах, так как в них преобладает вещество с более высокими средними концентрациями Nd и гораздо более низкими ϵ_{Nd} и $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$.

Не менее драматична и ситуация с возрастом дунитов НТМ. В предшествующих работах [Аникина и др., 2012; Краснобаев и др., 2012] было показано, что циркон из дунитов НТМ полихронен, а его U-Pb SHRIMP-II систематика выявляет как минимум три возрастные группы, ранжируемые следующими интервалами: I 2852 ± 59 – 2656 ± 21 млн лет; II 1608 ± 56 – 564 ± 19 млн лет и III 495 ± 10 – 463 ± 7 млн лет. Циркон группы I интерпретируется либо как реликтовый, отвечающий возрасту мантийного субстрата [Краснобаев и др., 2012], либо как новообразованный, близкий по времени генерации дунита в мантии [Малич и др., 2009]. Авторами также допускалась возможность

заимствования циркона из коровых пород базитовым расплавом с последующим осаждением в ультраосновных кумулатах [Bea et al., 2001]. Циркон группы II возник за счет преобразований циркона архейского возраста, тогда как для группы III предполагается самостоятельный этап цирконообразования.

Наконец коллективом авторов [Иванов, Лобова, 2011] изучалась Sm-Nd изотопная систематика дунита, состоящего на из оливина (50-55 %), серпентина (45-50 %) и хромовой шпинели. В итоге этих изысканий было отмечено отсутствие гомогенизации для всех образцов, однако путем калькуляции двухточечных регрессионных зависимостей были зафиксированы два возраста 2111 ± 230 млн лет и 2637 ± 230 млн лет. В результате, авторы сделали вывод о том, что если полученная Sm-Nd изотопная сигнатура подтвердится более представительными данными, то это будет свидетельствовать в пользу того, что полученные в работе [Малич и др., 2009] из дунитов по цирконам архейские датировки, вероятно, отражают возраст пород «мантийного клина» над зоной субдукции, но не субдуцированного кластического материала. Полученные нами данные не противоречат точке зрения о древнем мантийном субстрате дунитов НТМ и о перемещении последних в современную структурную позицию в виде твердопластичных диапиров [Ефимов и др., 1993; Баданина и др., 2013].

Финансирование: гос. задание ИГГ УрО РАН, № гос. регистрации 123011800013-6.

Литература

- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. // Геотектоника. 1993. N 3. С. 34-46.
 Иванов К.С., В.Р.Шмелев. // ДАН, 1996, том 347, №5, с. 653-657
 Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. // Известия РАН. Сер. геол., 1992. N 4. С. 74-84.
 Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Laz'ko E.E. // EPSL, 1995, 134/1-4, P. 101-114.
 Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. // ДАН, 2012, том 443, № 6, С. 711-715.
 Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. // ДАН. 2011. 436/6. С. 809-813
 Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. // ДАН. 2009. 427/1. С. 101-105.
 Bea F., Fershtater G.B., Montero P., et al. // Terra Nova. 2001. 13/6. P. 407-412.
 Иванов К.С., Лобова Е.В. Ежегодник-2010, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2011, С. 194-198.
 Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. // Докл. РАН. 2013, том 448, №1, с. 59-63.

Изотопная геология вулканинитов стратотипа рифея Башкирского мегантиклинория

Ронкин Ю.Л.¹, Сергеева Н.Д.²

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИГ УФИЦ РАН, Уфа

Стратотип рифея Башкирского мегантиклинория, представленный соответствующими осадочно-вулканогенными толщами вдоль западного склона Южного Урала от р. Уфа на севере до широтного течения р. Белой на юге, был впервые выделен в 1889 г. Ф.Н. Чернышовым, считавший их возраст девонским в результате изучения этих образований в пределах 139-го листа общей Геологической карты России. В дальнейшем, на протяжении вот уже 135 лет, этот объект активно изучался многими исследователями с помощью разнообразных инструментариев, среди которых, особое место принадлежит методам изотопной геологии, позволяющим, как известно, выявить определенные особенности формирования геологического вещества, в том числе, что особенно важно, возрастные и генетические аспекты. В сводном разрезе рифея и венда, согласно Унифицированным стратиграфическим схемам докембрия Урала, были выделены свиты (снизу): айская, саткинская и бакальская нижнего рифея, машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская среднего рифея, зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская, укская и криволукская верхнего рифея, бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская венда. До определенного времени, взгляды на объем и вещественный состав комплексов нижнего, среднего и верхнего рифея не менялся, их характеристика лишь дополнились новыми изотопно-геохронологическими, петрохимическими и геохимическими данными, что позволило существенно уточнить возраст основных рубежей и магматических событий в рифее. Однако, последние изыскания [1, 2, 3], подтвердили значительное наличие палеозойских магматических (вулканических) событий в поле развития рифейских толщ на Южном Урале, о чем свидетельствует появление большого количества соответствующих U-Pb SHRIMP-II датировок по циркону из магматических пород, считавшихся ранее докембрийскими [1]. Было установлено [1, 2, 3], что вулканиниты навыйского комплекса, объединяющие нижнерифейские (1750 млн лет) и палеозойские (450 млн лет) образования, различаются и по минералогическим, и по геохимическим (U, Th, P3Э) свойствам, подтверждая полихронную систему комплекса и гетерогенность первичных источников. Та же ситуация отмечена для машакского (ms, средний рифей) и игонинского (ig, завершающий рифей) вулканогенных комплексов. Неоднократное

проявление во временном интервале от 1752 до 450 млн лет магматизма (вулканизма) в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале, согласно представлениям [1], могло быть обусловлено повторяющимися плюмовыми процессами, которые вызывали повторное плавление магматических очагов.

Согласно полученным данным [1, 2, 3], в некоторых образцах по циркону получен только U-Pb SHRIMP-II палеозойский возраст, а в части проб наряду с этими значениями присутствуют и более древние датировки. Существуют особенности и в характере распространения палеозойских базальтоидов: на западном крыле Башкирского мегантиклинория в Тараташском антиклинории по р. Ушат палеозойские метабаазальты находятся в полосе распространения осадочных (песчаники и конгломераты) отложений нижней (навышской) подсвиты айской свиты нижнего рифея, а в районах гор Большой и Малый Миасс - среди вулканогенных пород навышской подсвиты. На восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Ямантауском антиклинории палеозойские метабаазальты расположены в поле развития вулканитов машакской свиты среднего рифея, а в Тирлянкой синклинали - среди игонинских вулканитов завершающего (терминального) рифея. Непосредственного контакта палеозойских вулканогенных образований с вмещающими породами в перечисленных обнажениях не наблюдалось. Для уточнения представлений о плюмовом характере палеозойского магматизма (вулканизма), продукты которого распространены в поле развития осадочно-вулканогенных образований рифея Башкирского мегантиклинория, проведено изучение Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd (оба ID-TIMS) и U-Pb ID-TIMS (циркон) изотопных систематик палеозойских вулканитов, в развитие ранее выполненных работ [4]. ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопные данные для базальтов, развитых среди вулканогенных образований навышского, машакского и игонинского событийно-стратиграфических уровней рифея Башкирского мегантиклинория, показали, что формирование вулканитов, вероятно, происходило в результате взаимодействия мантийных магматических расплавов с коровым веществом. Данные Rb-Sr изучения оказались противоречивыми. В Тараташском антиклинории для вулканитов, выделенных среди пород навышского событийно-стратиграфического уровня, возрастной диапазон которого 1750-1770 млн лет, Nd модельные значения (T_{DM}) определены во временном интервале 2302 - 2540 млн лет и расцениваются как возрасты протолита метабаазальтов, а величина $\epsilon_{Nd}(t)$ (от -17.4 до -20.5, свидетельствует о значительной роли вещества коры. Учитывая Nd модельный возраст вулканитов, протолитом для них могли быть архей-нижнепротерозойские образования Тараташского комплекса. В Ямантауском антиклинории для вулканитов, сопряженных с породами машакского событийно-стратиграфического уровня, стратиграфические возрастные границы

которого 1380-1385 млн лет, значение T_{DM} составило 2033 млн лет, что свидетельствует о вовлечении в исходный магматический очаг сравнительно более молодого (палеопротерозойского) субстрата. Минимальные Nd модельные возрасты ($T_{DM}=1160-1233$ млн лет) определены для вулканитов, развитых среди метабазальтов игонинского магматического события (707-732 млн лет) в Тирлянкой синклинали. Для вулканитов, пространственно сближенных с базальтами машакского и игонинского событийно-стратиграфических уровней среднего и терминального рифея, доля коровой составляющей последовательно уменьшается ($\epsilon_{Nd}(t)_{ms}$ -6.3, $\epsilon_{Nd}(t)_{ig}$ -3.2, -0.9, -0,7). Редукция корового компонента по отношению к объему мантийного вещества в изученных вулканических комплексах, возможно, связана с плюмовой активностью [5], возрастающей в регионе в юго-восточном направлении.

Работа выполнена в рамках гос. задания ИГГ УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6, а также FMRS-2025-0016, номер гос. регистрация 125012900950-8.

Литература

[1] Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория. (2011) Геол. вестник №9. УНЦ РАН. Уфа, 36-43.

[2] Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея // Георесурсы, (2020). 22/4. 101-112.

[3] Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Ю. Урала (2019) Георесурсы. 21/1. 15-25.

[4] Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Sergeeva N.D. Basalts of the Riphean Sequences of the Bashkirian Meganticlinorium, S. Urals: New ^{147}Sm - ^{143}Nd and Rb-Sr ID-TIMS Isotopic Constraints. (2024) [Doklady Earth Sciences](#) 518(1). 1479-1488; [5] Puchkov V.N., Ernst R.E., & Ivanov K.S. (2021) The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented LIP record in the Ural fold belt. *Precambrian Research*, 361, 106-186.

Датирование метеорита «Челябинск» методами изотопной геологии: ситуация 2025

Ронкин Ю.Л.¹, Синдерн С.², Щапов В.А.³, Овчаренко А.В.³

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²РВТУ, Ахен, ФРГ; ³ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

К настоящему времени история изучения Челябинского метеорита (ЧМ, относимого к редкому типу нормальных хондритов LL5), упавшего 15 февраля 2013 года в Челябинской области (Южный Урал, координаты

падения основного тела 54°57'19" с. ш. 60°19'36" в. д.) исчисляется более чем двенадцатью годами. За это время опубликовано значительное количество разнонаправленных публикаций, в том числе изотопно-геохронологической направленности [Bouvier, 2013; Galimov et al., 2013; Bogomolov et al., 2013; Popova et al., 2013; Day et al., 2014; Beard et al., 2014; Haba et al., 2014; Lapen et al., 2014; Kamioka et al., 2014; Popova et al., 2014; Li et al., 2014; Righter et al., 2015; Skublov et al., 2015; Lindsay et al., 2015; Nakamura et al., 2015, 2019; Morlok et al., 2017; Walton et al., 2021; Beard et al., 2021; Костицын, 2023; и др.]. Однако решение проблем генетической и возрастной идентификации космического вещества методами изотопной геологии все еще более чем актуальны. Более того, диапазон опубликованных в соответствующей литературе возрастных данных огромен: от 4.5383 ± 0.0021 млрд лет (изохронный Pb-Pb метод [Bouvier, 2013] по выщелоченному метеоритному стеклу, интерпретируемый авторами ударом, а не охлаждением родительского тела метеорита после его формирования), до 0.03 млрд лет, K-Ar метод [Костицын, 2023], и даже 0.0012 млрд лет [Galimov et al., 2013].

Фокусируясь на изученности геохронологических аспектов методами изотопной геологии, следует отметить, что при прочих равных условиях, фиксируемый возраст гомогенизации или нарушения замкнутости различных минеральных изотопных систем, а значит и породы в целом, в любом случае есть функция температуры и давления, в результате того или иного воздействия [Dodson, 1986; Giletti, 1991; Mezger et al., 1992; Ehlers et al., 1994; Ganguly, Jenkin et al., 1995; Tirone, 2009; и др.].

В соответствии с имеющимися сведениями [Шарыгин и др., 2013; Анфилогов и др., 2013], основными минералами ЧМ являются оливин, ортопироксен, менее клинопироксен, тогда как примесные представлены плагиоклазом, хромитом, диопсидом, ильменитом, хлорапатитом, троилитом, стеклом полевошпатового состава, апатитом, цирконом и прочими более экзотическими, к примеру: хизлевудитом, камаситом, тэзитом. При этом общая литология метеорита представлена суперпозицией так называемых «светлой», «темной» и смешанных сублитологий, образование которых увязывается со сложной эволюцией исходного вещества в результате многократного ударного воздействия [Kohout et al., 2020].

Возвращаясь к устойчивости конкретной изотопной системы минералов относительно РТ воздействия, можно отметить, что наиболее «консервативным» в этом смысле является циркон, у которого температура «открытия» U-Pb геохронометра оценивается величиной более 1000 °C [к примеру: van Breemen et al., 1979; Cliff, 1985; Mezger et al., 1992; и др.]. В случае ЧМ U-Pb систематика циркона соответствует (млрд лет), вероятно, как времени образования 4.454 ± 0.067 [Lapen et al., 2014]; 4.452 ± 0.021 [Popova et al., 2014]; 4.433 ± 0.11 [Kamioka et al., 2014], так и значениям 2.861 ± 0.015 , 2.744 ± 0.013 , как результат верхнего

пересечения дискордии с конкордией [Skublov et al., 2015] на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Наиболее древние U-Pb возрасты согласуются в пределах погрешности и по мнению авторов [Porova et al., 2014; Kamioka et al., 2014] соответствуют крупнейшему событию, которое было зарегистрировано (что удивительно апатитом, поскольку устойчивость U-Pb системы этого минерала по мнению [Chew et al., 2021] 350-570 °C значительно уступает циркону) и в других метеоритах, к примеру, Novato L6 [Yin et al., 2014], где соответствующая интерпретация приводит авторов к выводу о том, что это импактное событие было, вероятно, связано с формированием Луны. Что касается апатита, то на наш взгляд более «разумный отклик» U-Pb системы этого минерала соответствует ~ 0.59 млрд лет [Костицын, 2023].

Оценить степень валидности Re-Os датирования 4.558 Ga [Day et al., 2014] не представляется возможным из-за отсутствия соответствующих аналитических данных (а также величины MSWD) полученных для двух фрагментов ЧМ, тем более, что и сами авторы отмечают «the measured chondrites lie along the 4.558 Ga IIIA Iron isochron, with limited scatter» [Day et al., 2014].

^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS систематика для породообразующих минералов (оливина, ортопироксена и троилита) ЧМ выявила линию регрессии, наклон которой на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствует возрасту 3.733 ± 0.110 млрд лет [Bogomolov et al., 2013] и $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +11.4$ - значимо превышающим аналогичный параметр для DM и MORB. Также ^{147}Sm - ^{143}Nd данные были использованы авторами [Galimov et al., 2013], в результате чего была выдвинута идея о наличии линейного тренда («геохроны»), соответствующего возрасту ~ 0.29 млрд лет. В этой же работе приводится возраст фрагментации родительского тела ЧМ (the age of exposure), оцененный по концентрации космогенных нуклидов в величину около 0.0012 млрд лет.

Нами, была изучена ^{147}Sm - ^{143}Nd систематика шести аликвот (после кислотного выщелачивания) «dark and light lithology impact melt groundmass» фрагментов [настоящая работа], в результате чего не было выявлено гомогенизации для каждой составляющей литологии, тем не менее, наибольший наклон линии регрессии, ограничивающей положение фигуративных точек на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, соответствовал возрасту 2.7 млрд лет.

Rb-Sr изотопная систематика (далее возраст в млрд лет): 4.567 и 0.153 ± 0.058 [Nakamura et al., 2015], $\sim 1.4 \pm 0.3$ и 0.88 ± 0.12 [Righter et al., 2015] представлена скорее в виде «reference lines» (кстати, авторы [Nakamura et al., 2015] именуют этот вид анализа как «analyzing the whole rocks and pseudo-mineral separates elutriated from fractions»), нежели как результат изохронного датирования, что связано с малыми вариациями отношения $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ на графике Николайсена. Указанная проблема решалась реализацией процедур кислотного выщелачивания, для

получения соответствующих аликвот и получения большей «растяжки» Rb-Sr на графике $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Так же менее «устойчивыми», в сравнении с U-Pb изотопной системой, являются K-Ar и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронометры, демонстрирующие (млрд лет): 2.736 ± 0.199 , 1.952 ± 0.169 , 1.945 ± 0.168 , 0.865 ± 0.097 [Righter et al., 2015], 1.00 ± 0.08 [Haba et al., 2014], ~ 1.7 и ~ 0.03 [Костицын, 2023], 2.083 ± 0.005 , 0.264 ± 0.002 [Righter et al., 2015] соответственно.

Выводы. Имеющиеся сегодня изотопно-геохронологические данные по ЧМ представлены U-Pb, Re-Os, ^{147}Sm - ^{143}Nd , Rb-Sr, K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar сигнатурой разной степени валидности, тем не менее позволяющие уточнить эволюцию ЧМ в диапазоне 4.5383 - 0.0012 млрд лет.

Работа выполнена в рамках гос. задания ИГГ УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6. Список литературы можно получить по запросу y-ronkin@mail.ru

С-изотопная хемотратиграфия разреза сеноман-кампанских отложений Подкумского карьера (Ессентуки)

Ртищев Н.А.^{1,2}, Барабошкин Е.Ю.^{1,2}, Гужиков А.Ю.³, Устинова М.А.²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; ²ГИН РАН, Москва; ³СГУ им. Н.Г. Чернышевского, Саратов

Детальное изучение и стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений района Кавказских минеральных вод началось в середине XX века и с тех пор серьезно не обновлялось. Оно проводилось, главным образом биостратиграфическими методами. За счет их диахронности в настоящий момент существуют некоторые расхождения региональных стратиграфических шкал с МСШ, что приводит к трудностям при корреляции с другими разрезами. Поэтому, необходимо комплексирование биостратиграфических данных с данными других методов, позволяющих выделить изохронные маркеры. К ним относится хемотратиграфия.

В мае 2024 года нами было проведено опробование разреза сеноман-кампанских отложений в Подкумском карьере близ города Ессентуки (N 43°58'26.1", E 42°45'54.9"). Несмотря на то, что большая часть палеонтологических данных находится в обработке, уже сейчас можно сделать предварительные выводы о стратиграфии данного разреза на основании палеомагнитных и изотопных данных. Разрез сеноман-кампанских отложений Подкумского карьера сложен карбонатными и терригенно-карбонатными породами джинальской,

джегутинской и зольской свит. В ходе изучения разреза они были разделены на 15 пачек.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в изученных породах (от -6 до -3.3 ‰) ниже, чем в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (от -2 до 0 ‰), что может быть связано с повышенными температурами, опреснением бассейна седиментации или постседиментационным сдвигом. Значения $\delta^{13}\text{C}$, однако, не коррелируются с $\delta^{18}\text{O}$ и изменениями литологического состава пород. Это свидетельствует о геохимической сохранности C-изотопной системы. Значения $\delta^{13}\text{C}$ (от 0.9 до 3.6 ‰) согласуются с аналогичными значениями в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов [Jarvis et al., 2006] и хорошо коррелируются с другими разрезами (рис. 1).

Сеноманский интервал разреза в Подкумском карьере является конденсированным, поэтому достоверное выявление изотопных экскурсов без надежной биостратиграфической привязки затруднительно. Отложения верхней части верхнего сеномана и нижнего-среднего турона отсутствуют в изученном разрезе из-за перерыва в осадконакоплении на границе пачек 5 и 6. Далее на C-изотопной кривой наблюдается интервал пониженных значений $\delta^{13}\text{C}$, характерный для самых верхов среднего и низов верхнего турона. Слабый положительный экскурс на этом интервале интерпретируется как событие Saburn, которое располагается вблизи границы среднего и верхнего турона. Выше по разрезу присутствует сильный (2.1 - 3 ‰) положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, называемый Hitch Wood. Отрицательный экскурс в средней части пачки 9 интерпретируется как событие Navigation, которое является вторичным маркером границы турона и коньяка [Walaszczyk et al., 2022]. В коньякском интервале были выявлены события White fall и Kingsdown. Далее, значения $\delta^{13}\text{C}$ начинают испытывать значительное снижение (от 3.4 до 2.5 ‰), которое прерывается слабым положительным экскурсом. Граница коньяка и сантона проводится на интервале снижения значений $\delta^{13}\text{C}$ [Lamolda et al., 2014]. В сантонской части разреза выделены изотопные события Horseshoe bay, Buckle и Late Santonian event. Событие LSE представлено тремя положительными пиками, разделенными локальными минимумами на изотопной кривой. Самый верхний пик LSE-3 находится на 0.5 м ниже границы магнитных хронов C34n и C33r [Гужиков и др., 2025 - в печати]. Этот уровень является первичным маркером GSSP кампана, а изотопное событие LSE используется, как вспомогательный маркер [Gale et al., 2020].

Изотопная систематика Pb в мантийных ксенолитах Центрально-Азиатского складчатого пояса

Саватенков В.М.^{1,2}, Шпакович Л.В.¹, Елфимова Е.Д.³

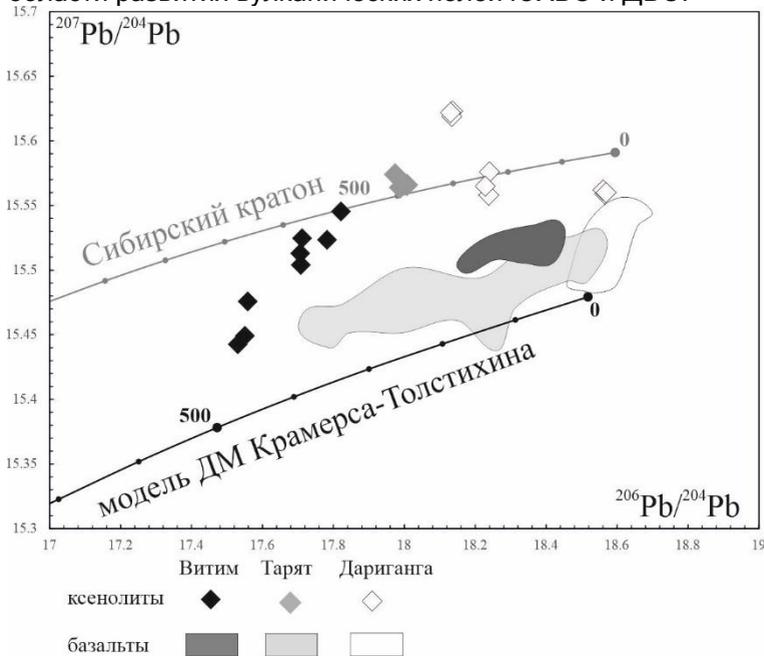
¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИНоЗ СПбГУ, Санкт-Петербург; ³СПГУ,
Санкт-Петербург

Вещественная эволюция континентальной литосферной мантии, включающая её образование, а также этапы её вещественного преобразования, является фундаментальной проблемой в понимании эволюции литосферной оболочки Земли. Основным изотопно-геохимическим методом, на сегодняшний день, в изучении эволюции литосферной мантии является Re-Os изотопный метод, основанный на оценке модельного возраста «рениевого истощения», с которым ассоциируются этапы вещественного преобразования литосферной мантии [Wang et al., 2013]. Вместе с тем, этот подход имеет свои ограничения, связанные, в том числе и с возможным привнесом в литосферную мантию радиогенного ¹⁸⁷Os из субдуцируемых терригенных осадков в ходе аккреционных процессов. Особенно эта проблема актуальна для изучения литосферной мантии в пределах складчатых поясов.

В настоящей работе рассмотрены возможности Pb-Pb изотопной систематики для изучения эволюции вещественного состава мантии на примере изучения изотопного состава Pb в мантийных ксенолитах из кайнозойских вулканических областей, пространственно приуроченных к разновозрастным сегментам Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): Витимская (ВВО), Южно-Хангайская (ЮХВО) вулканические области и плато Дариганга (ДВО). Были изучены изотопные характеристики Pb в клинопироксенах, выделенных из шпинелевых и гранатовых лерцолитов.

На диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb изотопные характеристики мантийных ксенолитов из различных доменов ЦАСП образуют различные группы точек отражающее две закономерности: 1 - значимое участие верхнекорового терригенного компонента; различные этапы аккреции литосферных доменов. Наиболее ранний этап аккреции фиксируют изотопные характеристики Pb в мантийных ксенолитах Витимской вулканической области, которая пространственно приурочена к зоне коллизионного сочленения Баргузино-Витимского супертеррейна и Селенгино-Западно-Станового геоблока, которое завершилось около 550 млн. лет [Беличенко и др., 2006]. Изотопные характеристики Pb в мантийных ксенолитах ВВО на диаграмме изотопных отношений Pb формируют тренд между линией эволюции

континентальной коры Сибирского Кратона [Ларин и др., 2021] и модельной линией эволюции деплетированной мантии [Kramers, Tolstikhin, 1998] в области, отвечающей времени 500 млн. лет. Тарятское вулканическое поле расположено в области сочленения древнекоровых тектонических блоков Хангая (Монголия), которое завершилось в каледонский этап развития региона около 450-400 млн. лет. Поле Дариганга расположено в пределах террейна Нухетдава, который сформировался в ходе аккреционных процессов около 400 млн. лет [Badarch et al., 2002]. Изотопные характеристики Pb в мантийных ксенолитах из Тарятского вулканического поля (ЮХВО) и плато Дариганга на диаграмме изотопных отношений Pb располагаются вблизи линии эволюции Pb Сибирского кратона правее относительно тренда ксенолитов ВВО. Такое распределение изотопных характеристик Pb отражает более позднее время аккреции континентальной коры в области развития вулканических полей ЮХВО и ДВО.



Литература

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 10, с. 1049-1059

Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П. [и др.] Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология, 2021, Т. 29, № 4. С. 339-364. - DOI 10.31857/S0869590321030031.

Badarch G., Cunningham W. D., Windley B. F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, V. 21, № 1, p. 87-110.

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. // *Chemical Geology*, 1997, 139, 75-110. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00027-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00027-2)

Wang K.-L., O'Reilly S. Y., Kovach V. [и др.] Microcontinents among the accretionary complexes of the Central Asia Orogenic Belt: In situ Re-Os evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, Volume 62, Pages 37-50, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.016>

Изотопная систематика Pb в рассыпном золоте Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса

Саватенков В.М.^{1,2}, Якубович О.В.^{2,1}, Павлова М.А.^{1,3}, Сергеева Н.А.¹, Елфимова Е.Д.⁴, Шпакович Л.В.¹

*¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИНоЗ, СПбГУ, Санкт-Петербург;
³Институт минералогии УрО РАН, Миасс; ⁴СПГУ, Санкт-Петербург*

В настоящей работе рассмотрены возможности Pb-Pb изотопного метода для выявления источников россыпного золота на примере золоторудных россыпей, приуроченных к Ульбейскому гранитоидному массиву (Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс).

Район исследования расположен в юго-западной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, на юго-восточном обрамлении Кухтуйского выступа фундамента Охотского срединного массива, где образования пояса наложены на Охотский срединный массив (Гринберг, 1976). Массив прорывает осадки девона, перми и триаса, а также меловые покровные вулканогенные образования (Песков, 1977). Контактные изменения выражены в образовании роговиков, скарнов, нередко несущих мелкие проявления редкометального, золото-серебряного и полиметаллического оруденения.

По результатам шлихового опробования практически все водотоки данного района являются золотоносными, некоторые с промышленными россыпями. Самородное золото во всех россыпях района несет черты ближнего сноса с формированием россыпей простого геологического строения. Составы золота указывают на наличие, как минимум, двух коренных источников.

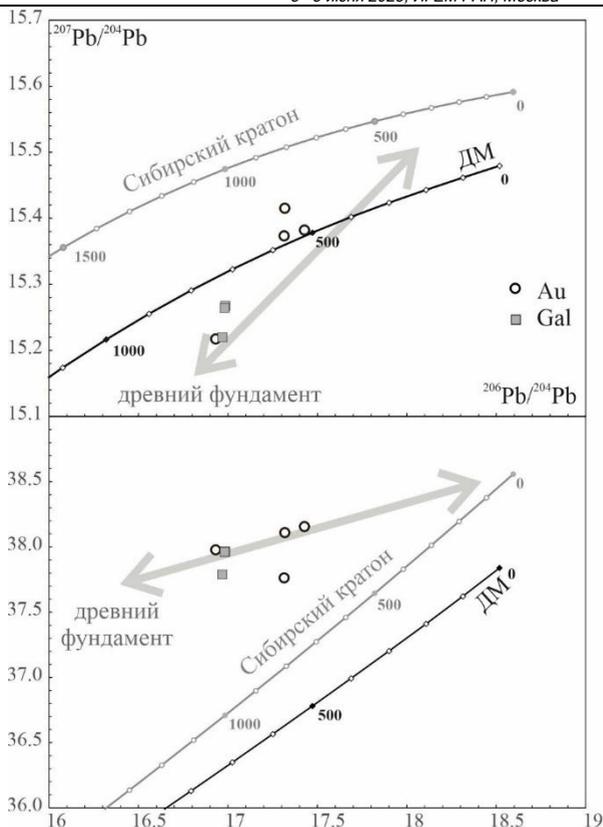


Рисунок. Серая линия - линия изотопной эволюции Pb в Сибирском кратоне, согласно (Ларин и др., 2021). Чёрная линия (ДМ) - линия изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1997). Узлы на линиях отвечают интервалу 100 млн. лет.

В пределах участка работ установлено три разновидности коренного золотого оруденения - кварцевые жилы, окварцованные брекчии и галенит-сфалеритовые жилы. Для исследуемых в настоящей работе россыпей коренной источник момент не установлен.

Был проведён анализ изотопного состава Pb в серии единичных частиц россыпного золота из ручьёв юго-западного обрамления, а также галенитов из к галенит-сфалеритовых прожилков скарнов в экзоконтакте Ульбейского гранитного массива.

На диаграммах в координатах изотопных отношений Pb (рисунок 1) видно, что изотопные характеристики Pb в россыпном золоте указывают на участие в его образовании двух источников. Один из них отвечает галенит-сфалеритовым прожилкам и связан с древним кристаллическим фундаментом Охотского массива.

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РНФ №22-77-10088.

Литература

Гринберг Г.А. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука». - 1976. - С. 4-14.

Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П. [и др.] Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология, 2021, Т. 29, № 4. С. 339-364. - DOI 10.31857/S0869590321030031.

Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. Магадан, 1977г. 80 с.

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. // Chemical Geology, 1997, 139, 75-110. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00027-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00027-2)

О возрасте ранних цветковых растений из раннемеловых отложений Приморья: результаты U-Pb ID TIMS и U-Th-Pb LA ICP MS геохронологических исследований циркона

**Сальникова Е.Б.¹, Адамская Е.В.¹, Головнева Л.Б.², Золина А.А.²,
Иванова А.А.¹, Котов А.Б.¹, Плоткина Ю.В.¹, Ковач В.П.¹**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²БИН РАН, Санкт-Петербург

Проведены U-Pb ID TIMS и U-Th-Pb LA ICP MS геохронологические исследования циркона из нижнемеловых пепловых туфов френцевской свиты (западная окраина Сучанского бассейна, Приморье) в р-не мыса Палец в месте нахождения ранних цветковых растений Большой Кувшин. В этом автохтонном проявлении были захоронены разнообразные травянистые цветковые растения и папоротники, что позволяет получить уникальную информацию об их внешнем облике, экологии и строении древних сообществ, состоящих из цветковых растений.

Из пробы на местонахождении Большой Кувшин (10 кг), для U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований случайным образом было отобрано 90 зерен циркона из размерной фракции >100 мкм. Из них 20 зерен характеризуется возрастной дискордантностью <10 %, остальные значительно дискордантны. Величины возраста (²⁰⁶Pb/²³⁸U) этого циркона находятся преимущественно в интервалах 184-192, 231-279 с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 187 (n=8) и 273 (n=3) млн лет. Отдельные зерна циркона характеризуются возрастaми 108 и 314 млн лет, которые не дают

статистически значимых максимумов на кривой относительной вероятности возрастов.

U-Pb ID TIMS геохронологические исследования проведены для циркона, выделенного из туфов верхней части разреза в р-не мыса Палец. Циркон был подвергнут предварительной кислотной обработке с использованием предшествующего ей высокотемпературного отжига («химическая абразия»). Изученный циркон характеризуется конкордантным возрастом 109 ± 0.5 млн лет (СКВО=0.92, вероятность = 0.34) или незначительно дискордантен. Морфологические особенности циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, величина его конкордантного возраста может быть использована в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Полученные оценки возраста свидетельствуют о том, что образование вулканогенно-осадочных пород френцевской свиты, в которых непосредственно были обнаружены уникальные образцы травянистых цветковых растений, относится к раннему альбу (113.2-100.5 млн лет).

В качестве основных источников сноса туфопесчаников (палеопочвы) могли выступать гранитоиды позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, широко проявленные в пределах Бурей-Цзямусинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Исследования выполнены в рамках госзадания Министерства Науки и высшего образования РФ (проект FMUW-2025-0002).

U-Pb минералы-геохронометры для оценки возраста процессов рудообразования

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Стифеева М.В., Иванова А.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Одним из главных граничных условий для разработки интегрированных моделей формирования рудных месторождений является возможность прямого определения возраста проявления рудообразующих процессов, что представляет собой очень сложную задачу в связи с отсутствием традиционных минералов-геохронометров или их интенсивными изменениями, затрудняющими получение достоверной геохронологической информации. В последние десятилетия в практику U-Pb геохронологических исследований интегрированы минералы семейства кальцитрита-цирконолита, фтор-карбонаты редких земель, Ca-Fe гранаты, везувиан, танталониобаты,

которые выступают в качестве инструмента для «прямого» датирования рудных месторождений. Благодаря возможности вхождения урана в кристаллическую решетку этих минералов, а также ее устойчивости к механическим и химическим воздействиям и, как следствие, несущественной миграции Pb и U, их U-Pb система остается закрытой. Кроме того, эти минералы достаточно «отзывчивы» к разнообразным приемам предварительной обработки, позволяющим не только избавиться от результатов гипергенных нарушений, но во многих случаях и от включений минералов-концентраторов обыкновенного свинца.

Многочисленные U-Pb ID TIMS геохронологические исследования Ca-Fe гранатов позволили получить оценки возраста целого ряда скарновых промышленных месторождений и рудопроявлений (Fe, Ni-Co-As, Cu-Mo-W и др.) Малого Кавказа, Алтае-Саянской складчатой области, Южного и Среднего Урала, Алданского щита, Срединного Тянь-Шаня и массива Высокий Атлас. Было установлено, что кальциевые гранаты могут использоваться для оценки возраста не только железорудных месторождений, но и месторождений золото-скарновой формации. Кроме того, есть предпосылки, позволяющие рассматривать Ca-Fe гранаты в качестве геохронометров для родингитов, в том числе несущих благороднометалльную минерализацию.

Везувиан является распространенным минералом форстеритовых и магнезиальных скарнов, с которыми связаны месторождения Be, Sn, W. На примере геохронологических исследований везувиана из рудоносных метасоматитов Хопунваара (Питкярантский рудный район, Северное Приладожье), а также форстеритовых скарнов Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье) продемонстрирован высокий потенциал этого минерала для оценки возраста оруденения, связанного с контактово-реакционными процессами, проявленными в большом диапазоне РТ-параметров.

Как известно, наиболее высоким рудным потенциалом относительно стратегического сырья (редкие и редкоземельные элементы, литий) обладают щелочные породы, редкометалльные пегматиты и карбонатиты. На примере результатов U-Pb датирования бастнезита, характерного минерала сидеритовых карбонатитов Карасугского комплексного месторождения (Центрально-Тувинский карбонатитовый ареал), продемонстрирован высокий потенциал минералов группы бастнезита в качестве перспективных геохронометров для оценки возраста щелочных пород и связанных с ними редкометалльных месторождений. U-Pb геохронологические исследования минералов группы танталита-колумбита являются одним из наиболее надежных подходов для определения возраста редкометалльных пегматитов и позволяет решать важные вопросы генезиса и эволюции этих геологических образований. Так, исследования редкометалльных

пегматитов Восточно-Саянского редкометалльного пояса (юго-западная часть Сибирского кратона) позволили получить уникальные данные о возрасте крупных месторождения редких металлов (Вишняковское, Гольцовое и др.).

Применение методики “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом для метамиктизированных высокоурановых цирконов, в том числе содержащих высокорадиоактивные минеральные включения (торит, торианиат, U-Th пирохлор, приорит, фергусонит и другие) открыло широкие перспективы для получения оценок возраста щелочных пород редкометалльных месторождений (Зашихинское, Снежное, Томтор, Арысканское, Улуг-Танзек и др.).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-17-00211).

Изотопно-геохимические парадоксы в терригенных породах нижнего ятулия (2.2 млрд лет) Карельского кратона: Латеритная кора выветривания в источнике сноса?

Самсонов А.В.¹, Ларионова Ю.О.¹, Ерофеева К.Г.¹, Силаева О.М.², Степанова А.В.³

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ГИН РАН, Москва; ³ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Геохимия РЗЭ в сочетании с Sm-Nd изотопными данными широко используется для расшифровки составов и оценки возраста источников терригенного материала, особенно для раннедокембрийских метаосадочных пород, поскольку РЗЭ обладают наименьшей подвижностью при метаморфических и метасоматических процессах. Ограничения и новые возможности этого подхода получены при изучении осадочных пород Сегозерской структуры, которые служат стратотипом сегозерского горизонта ятулия в региональной стратиграфической схеме [2]. Отложения сегозерского горизонта с несогласием перекрывают архейские гранит-зеленокаменные комплексы с возрастными от 2.9 до 2.7 млрд лет, а также сумийские андезито-базальты и сариолийские конгломераты раннего палеопротерозоя. В составе сегозерского горизонта выделяются пять пачек (снизу вверх): 1 - кварцевые песчаники с прослоями аргиллитов; 2 - субаэральные базальты и туфы; 3 - аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов; 4 - субаквальные базальты; 5 - песчаники и кварциты с прослоями аргиллитов [3, 6]. В докладе будут обсуждаться

характеристики пород пачек 1 и 3, которые имеют противоречивые изотопно-геохимические характеристики.

Пачка 1 сложена грубозернистыми кварцевыми песчаниками с иллитовым цементом, с высокими концентрациями SiO_2 (80-90 мас.%), Al_2O_3 , MgO и K_2O и очень низкими - Na_2O . Прослой аргиллитов сложены иллитом с примесью кварца, сильно обогащены Al_2O_3 (до 30 мас. %), K_2O (до 12 мас. %), TiO_2 , Th, PЗЭ (до 2150 мкг/г), HFSE, W и Ga (до 78 мкг/г) при низких отношениях Al/Ga. Легкие PЗЭ имеют обогащенные спектры в песчаниках и аргиллитах ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=2.2-5.2$). Детритовый циркон двух возрастных групп, ~ 2.7 и ~ 2.9 млрд лет, предполагает вклад мезо- и неоархейских гранитоидов в осадочные породы пачки 1, хотя Sm-Nd изотопные данные указывают на ведущую роль неоархейских гранитоидов в источнике сноса. Пачка 3 сложена аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники умеренно кремнекислые (SiO_2 70-89 мас.%), с повышенными содержаниями Na_2O , имеют широкий разброс концентраций Nb, Zr, Th и значительные вариации спектров легких PЗЭ (La_N/Sm_N от 0.75 до 10). Аргиллиты и алевролиты обогащены Al_2O_3 , K_2O и Fe_2O_3 , имеют низкие концентрации Ga, Nb, W и PЗЭ, и выделяются вариациями спектров легких PЗЭ (La_N/Sm_N от 0.28 до 2.5). Преобладающий возраст зерен детритового циркона составляет ~ 2.7 млрд лет. Sm-Nd изотопные данные указывают на мезоархейский возраст источника терригенного материала, а песчаник с отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.238$ имеет величину $\varepsilon_{\text{Nd}2200} = -12$ и на диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}}\text{-T}$ располагается в поле эволюции изотопного состава неодима палеоархейской коры.

Полученные геохимические и изотопные данные выглядят парадоксальными, если источниками осадочных пород Сегозерской структуры служили архейские комплексы Карельского кратона: 1). Среди архейских пород невозможно найти источник терригенного материала для аркозовых песчаников с обедненными спектрами легких PЗЭ; 2). Необъяснимо сочетание обедненных спектров легких PЗЭ и отрицательных величин $\varepsilon_{\text{Nd}2200}$; 3). Интригует расхождение данных о возрасте источника терригенного материала по результатам U-Pb изотопного датирования циркона и Sm-Nd изотопных исследований. Все эти противоречия, однако, можно разрешить, если принять, что архейский источник терригенного материала претерпел химическое выветривание незадолго до накопления сегозерского горизонта. Такая гипотеза согласуется с находками разрозненных фрагментов некогда площадной предятулийской латеритной коры выветривания (ЛКВ), которая формировалась между 2.44 и 2.22 млрд лет назад и описана в разных частях Карельского кратона в основании сегозерского горизонта [4, 5 и ссылки в этих работах].

Пачка 1 могла быть сформирована при разрушении верхней части ЛКВ, где коренные породы полностью преобразованы. На это указывает минеральный состав и петрохимические особенности кварцевых песчаников, а также резкое обогащение аржиллитов Th, PЗЭ, HFSE, W и Ga, что типично для верхней каолиновой зоны ЛКВ и связано с сорбцией новообразованными глинистыми минералами элементов, освобождающихся при разложении исходных минералов в процессе химического выветривания. Пачка 3, по-видимому, сложена продуктами разрушения слабо преобразованной нижней части профиля ЛКВ. Присутствие здесь аркозовых песчаников с обедненными спектрами легких PЗЭ можно объяснить тем, что в исходных гнейсах и гранитоидах главные концентраторы легких PЗЭ, апатит и монацит, наименее устойчивы и разрушаются в самом начале процесса химического выветривания до разрушения полевых шпатов. Обеднение легкими PЗЭ в подошве профилей ЛКВ по гранитоидам установлено на природных объектах [7] и воспроизведено экспериментально [1]. Фракционирование легких PЗЭ в процессе выветривания должно приводить к нарушению Sm-Nd изотопной системы в породах ЛКВ. Вынос легких PЗЭ и рост Sm/Nd отношений в породах в основании палеопротерозойского профиля ЛКВ мог смещать точки изученных составов терригенных пород в область более «древних» величин $\epsilon_{Nd}(T)$, в то время как привнос легких PЗЭ и снижение Sm/Nd отношений в породах верхней части ЛКВ приводило к «омоложению» модельного возраста по отношению к возрасту исходных архейских пород Карельского кратона.

Таким образом, терригенные породы сегозерского горизонта в основании одноименной структуры, вероятно, образовались при последовательном разрушении латеритной коры выветривания по архейским комплексам Карельского кратона и представляют, по сути, ее перевернутый разрез.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ 23-17-00260.

Литература

- [1] Матреничев В. А., Климова Е. В. Экспериментальное моделирование условий формирования докембрийских кор выветривания. Особенности дренажных растворов и перераспределение лантаноидов в гипергенном профиле. Вест. СПбГУ. 2017. 62, 389-
- [2] Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Л.В. Глушанин и др. Петрозаводск, 2011.
- [3] Силаева О.М. и др. Континентальный рифтогенез Карельского кратона в раннем ятулии: литология, геохимия и U-Pb геохронология циркона Сегозерской структуры // СГК. 2025 (в печати)
- [4] Alfimova N.A. et al. Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: Geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) Prec.Res. 2022. 368, 106459
- [5] Marmo, J.S. The lower Proterozoic Hokkalampi paleosol in north Karelia, eastern Finland. In: Schidlowski, M. (Ed.). 1992. 41-

[6] Stepanova A.V. et al. Geochronology and geochemistry of mafic rocks in the Segozero belt, Karelian Craton: age constraints for Jatulian sedimentation and the Lomagundi-Jatuli event in the Fennoscandian Shield. 2025 (in press)

[7] Yusoff Z.M. et al. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. Chem.Geol. 2013. 349, 71-

Низкотемпературная термальная эволюция Слюдянского кристаллического комплекса по данным трекового датирования апатита

Семенова Л.П.¹, Иванов А.В.¹, Гладкочуб Е.А.¹, Малышев С.В.^{1,2}

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²СПбГУ, ИНоЗ, Санкт-Петербург

Слюдянский кристаллический комплекс является частью раннепалеозойского Байкальского коллизионного пояса и представляет собой наиболее высокометаморфизованную область Хамар-Дабанского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где ордовикский метаморфизм достигал гранулитовой фации [Котов и др., 1997]. Изучение термальной эволюции Слюдянского комплекса позволяет реконструировать процессы поднятия и эксгумации коровых пород, что имеет важное значение для понимания геодинамической истории региона.

Высоко- и среднетемпературная история данного комплекса выявлена по Sm/Nd данным по гранат-содержащим сиенитам, U-Pb данным титаниту, гранату и апатиту [Иванов и др., 2023; Иванов и др., 2024], а также ⁴⁰Ar/³⁹Ar и K-Ar данным по флогопиту и гиалофану [Brandt et al., 2006]. В данной работе рассмотрена низкотемпературная часть термальной истории Слюдянского комплекса по данным трекового датирования апатита (<120 °C). Используются следующие объекты: святоноситы (гранат-содержащие сиениты) Малобыстринского массива; кристаллы гидротермального апатита из Слюдянского карьера. Расстояние между этими объектами составляет примерно 10 км. Для апатита обоих объектов проведён трековый анализ.

Подсчет количества треков и их длин осуществлялся в СПбГУ (г. Санкт-Петербург) при помощи оптического микроскопа Zeiss Axiom Z1m (РЦ «РДМИ», СПбГУ), измерение концентрации урана для трекового датирования апатита выполнено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900, присоединенного к эксимерному лазеру Analyte Excite с абляционной ячейкой двойного вакуума HeIEx II.

Полученные трековые возрасты по апатиту составляют 159 ± 11 млн лет для апатита из Малобыстринского массива и 117 ± 3 млн лет для апатита из Слюдянского карьера (рис. 1). Для расчёта трекового возраста были измерены данные по 40-49 зёрнам апатита. Также было осуществлено численное моделирование с помощью программы HeFTy [Ketcham, 2005]. Для инверсивного моделирования были использованы данные по 43 и 116 замкнутым трекам соответственно.

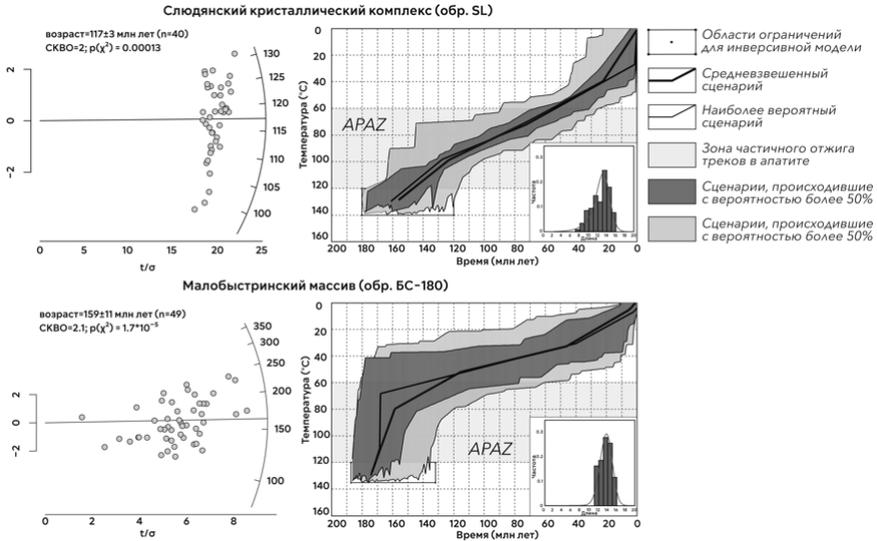


Рис. 1. Слева - результаты трекового датирования апатита, представленные на радиальных диаграммах. Справа - термохронологические модели, построенные с помощью программы HeFTy [Ketcham, 2005].

Полученные данные трекового датирования и инверсивного термохронологического моделирования могут быть интерпретированы следующим образом:

1. 170-150 млн лет назад фиксируется этап поднятия пород примерно на один уровень (глубина 3-4 км, рис. 1). Данный этап согласуется с временем начала мелового рифтогенеза на территории Забайкалья.

2. Малобыстринский массив поднялся на приповерхностный глубины (около 2-х км) примерно 160-150 млн лет назад, затем 150-30 млн лет происходил подъём со скоростью около 5 м/млн лет. В то же время, Слюдянский массив продолжительное время находился на глубинах 2-3 км, а его подъём происходил более плавно (160-30 млн лет со скоростью 20 м/млн лет). Так как объекты разделены региональным разломом, вполне вероятно, что подъём блоков по разные стороны от разлома после 160 млн лет происходил с различной скоростью.

3. Второй этап ускоренного остывания, и, следовательно, подъёма территории со скоростью ~ 40 м/млн лет выделяется 30-0 млн лет назад, что отвечает времени начала процессов Байкальского рифтогенеза.

Измерение содержания урана в апатите выполнено за счет гранта Российского научного фонда №25-77-30006.

Литература

- Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Резницкий Л.З., Брянский Н.В., Каримов А.А., Мальцев А.С., Ерофеева К.Г., Дубенский А.С., Малышев С.В., Семенова Л.П. Термальная эволюция Слюдянского кристаллического комплекса по данным высокотемпературной (U-Pb в апатите, гранате и титаните) и низкотемпературной (треки деления в апатите) термохронологии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 21. С. 114-116. 17-20 окт. 2023 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск
- Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Резницкий Л.З., Брянский Н.В., Каримов А.А., Мальцев А.С., Ерофеева К.Г., Дубенский А.С., Малышев С.В., Семенова Л.П. Термальная история Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Геотермохронология: методы, фундаментальные и прикладные исследования-2024. Материалы Первой всероссийской конференции с международным участием. С. 42. 15-18 мая 2024. ИГиНГТ КФУ, г. Казань
- Котов А.Б., Сальникова Е.В., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. №4. С. 380-393.
- Brandt I.S., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Reznitskii L.Z., Brandt S.B. Radiogenic argon distribution within a mineral grain: implications for dating of hydrothermal mineral-forming event in Sludyanka complex, Siberia, Russia // *Isotopes in Environmental and Health Studies*. 2006. V. 42. № 2. P. 189-201.
- Ketchum R.A., Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data // *J. Rev Mineral Geochem*. Vol. 58. P. 275-314, 2005. Doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.

Геохронологический и изотопно-геохимический аспекты Sm-Nd датирования рудных комплексов: следствия из изучения сульфидных минералов

Серов П.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Изотопные Sm-Nd исследования сингенетических (ранних) и эпигенетических (поздних) сульфидных минералов позволили обнаружить и объяснить существенное различие в Sm/Nd отношениях между ранними и поздними сульфидами. Пониженные Sm/Nd отношения в поздних сульфидах связаны с влиянием флюидов и высокой подвижностью неодима [Serov, 2025]. Кроме того, изотопные Sm-Nd данные по сульфидным и породообразующим минералам и

породам в целом были использованы для датирования рудогенеза в промышленных Cu-Ni-ЭПГ и Fe-Ti-V комплексах Фенноскандии. Это дало возможность определить время формирования сульфидной минерализации, ее связь с возрастом вмещающих пород и возрастными рубежами магматической активности региона - 2.53-2.40, 2.1-1.9, 1.85 млрд лет [Serov, 2022, 2025; Серов, Грошев, 2024]. При этом Sm/Nd отношения в сульфидах использовались в качестве изотопных индикаторов магматических, метаморфических или гидротермальных процессов, которые играли определяющую роль на разных этапах рудообразования. Низкие значения Sm/Nd отношения, зачастую в диапазоне 0.02-0.07, для поздних сульфидных минералов (Рис. 1д) связаны с высокой подвижностью Nd при гидротермальных и метаморфических процессах. Вместе с этим, первичные магматические сульфиды как правило демонстрируют более высокие Sm/Nd отношения (отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в таких сульфидах часто выше 0.07).

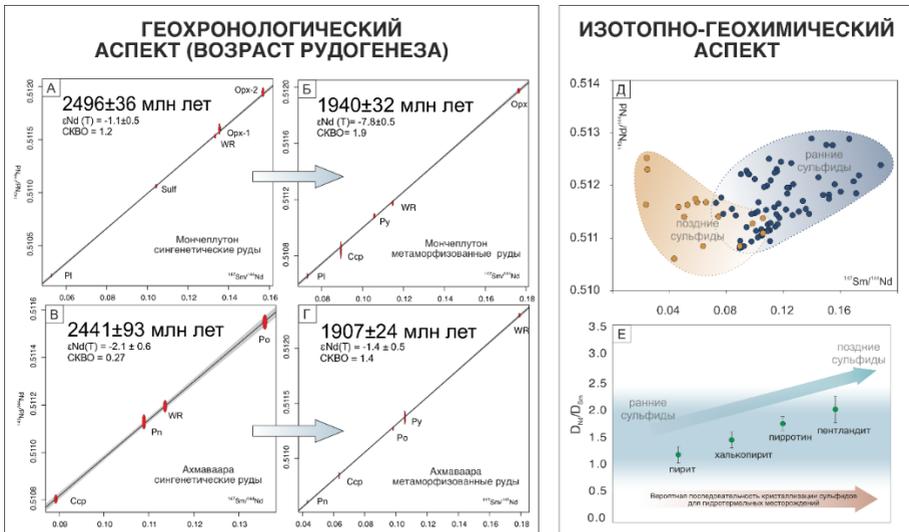


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для рудых пород месторождения Нюд-II, Мончегорский комплекс (а, б) и массива Ахмаваара, Финляндия (в, г); диаграмма для сульфидов из магматических (ранние сульфиды) и гидротермальных месторождений (д); последовательность формирования сульфидной минерализации для гидротермальных месторождений (е).

Анализ базы изотопных данных по сульфидным минералам (компиляция результатов наших исследований и опубликованные данные по всему миру) показал возможность использования Sm-Nd изотопной информации для трассировки последовательности сульфидной минерализации (пирит-халькопирит-пирротин-пентландит), что подтвердилось для ряда гидротермальных месторождений. При

этом для магматических сульфидов выявленная последовательность может иметь обратный порядок [Serov, 2025].

Исследование выполнено в рамках государственного контракта ГИ КНЦ РАН (проект FMEZ-2024-0004).

Литература

Серов П.А., Грошев Н.Ю. // Доклады АН. Науки о Земле. 2024. Т. 519. №2. С. 41-47.

Serov P.A. // Minerals. 2022. V. 12. -1634.

Serov P.A. // Chemical Geology. 2025. V. 671. -122497.

Новые данные о возрасте и метаморфизме рудоносных (Cu-Ni-ЭПГ) интрузий южного обрамления Мончегорского плутона по результатам Sm-Nd исследований

Серов П.А., Чащин В.В., Борисенко Е.С., Стешенко Е.Н.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Рудоносные интрузии южного обрамления Мончегорского плутона, к которым относятся Южная Сопча, Габбро-10 ("Габбро 10-й аномалии") и Морошковое Озеро, являются частью Мончегорского рудного района и сформированы в связи с ранним (около 2.5 млрд лет) этапом эволюции палеопротерозойского мантийного плюма. Эти интрузии остаются недостаточно изученными, особенно в аспекте геохронологии и изотопной геохимии, что затрудняет понимание их генезиса и эволюции. С другой стороны, процессы флюидно-гидротермального и метаморфического изменения, широко проявленные в породах южного обрамления Мончегорского плутона [Гроховская и др., 2012; Чащин и др., 2016], а также пространственная близость к зоне влияния Мончетундровского разлома, накладывают определенные ограничения на использование изотопных систем при изучении этих интрузий.

Новые результаты Sm-Nd изотопного анализа выявили сложную и, по-видимому, многоэтапную историю развития интрузий южного обрамления Мончегорского плутона. Для метагаббро интрузии Габбро-10 получен Sm-Nd возраст 2482 ± 77 млн лет при $\epsilon Nd(T) = -2.5$ (Рис. 1а), который в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом по бадделейту из метадiorитов массива - 2498 ± 6 млн лет и с $^{207}Pb/^{206}Pb$ субконкордантным возрастом циркона 2485 ± 3 млн лет [Грошев и др., 2018].

Возраст норитов Морошкового Озера в 2472 ± 33 млн лет (Рис. 1б) близок к U-Pb возрасту циркона 2463.1 ± 2.7 млн лет, что несколько моложе основного этапа формирования Мончеплутона, но совпадает со

временем формирования пород Волчьетундровского массива габбро-анортозитов [Чашин и др., 2016]. “Омоложенный” возраст может отражать либо более позднее становление массива Морошковое Озеро, либо влияние постмагматических процессов на изотопные системы, что требует дальнейшего изучения с применением локальных методов исследований.

Минеральная Sm-Nd изохрона для оруденелых метаноритов из нижней зоны Южносопчинской интрузии определяет их возраст в 2493 ± 41 млн лет при $\varepsilon_{Nd}(T) = -1.0$ (Рис. 1в), который близок к возрасту нижней зоны Мончетундровской интрузии (2496 ± 3 и 2500 ± 2 млн лет), продолжением которой является Южная Сопча [Чашин и др., 2020]. При этом фигуративные точки пирита (поздний сульфид гидротермального генезиса) и смеси сульфидных минералов смещены влево относительно линии изохроны, что связывается с подвижностью неодима под влиянием поздних флюидно-гидротермальных процессов [Serov, 2025]. Для метагаббро верхней зоны Южносопчинского месторождения был получен Sm-Nd возраст 1920 ± 52 млн лет (Рис. 1г). Учитывая, что породы комплекса интенсивно изменены вторичными процессами [Гроховская и др., 2012], полученный возраст может соответствовать поздней метаморфической переработке, связанной с заложением Мончетундровского разлома [Шарков и др., 2006]. Близкий Sm-Nd возраст ранее был получен для оруденелых норитов месторождения Нюд-II - 1940 ± 32 млн лет [Serov, 2025]. Полученные новые результаты Sm-Nd исследований подчёркивают полихронность рудно-магматических систем, их связь с региональными геодинамическими процессами и позволяют связать процессы тектонической активизации с преобразованием рудного вещества.

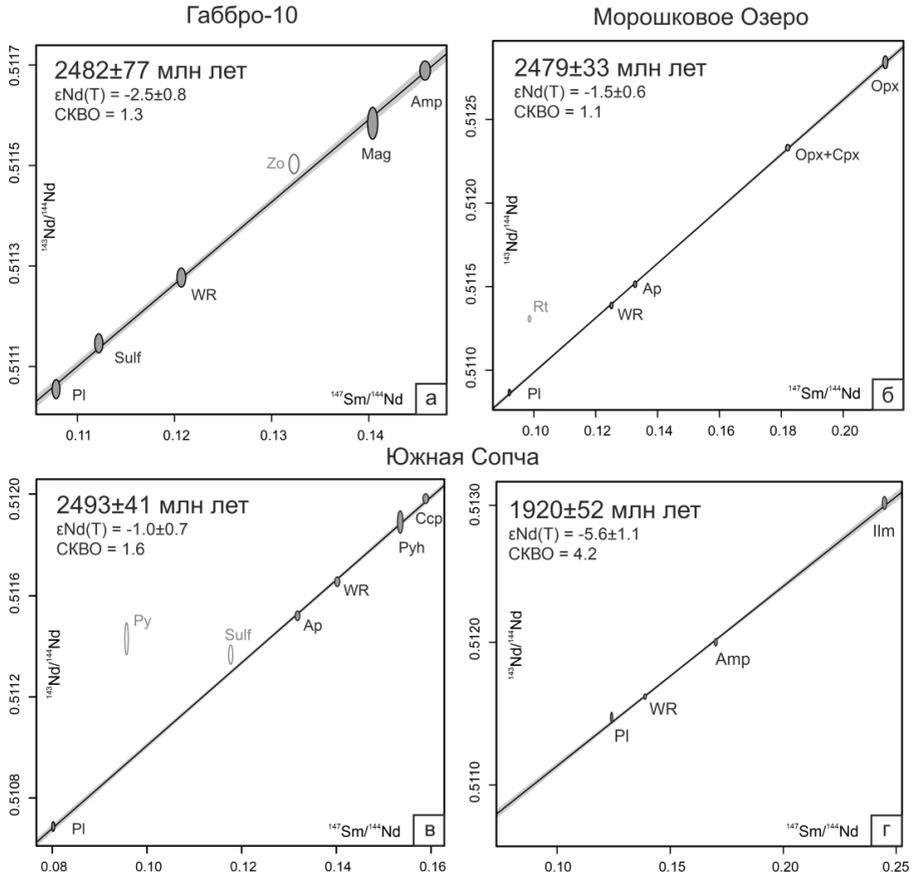


Рис. 1. Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для интрузий южного обрамления Мончегорского плутона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-27-20005, <https://rscf.ru/project/25-27-20005/>.

Литература

- Гроховская Т.П. и др. // ГРМ. 2012. Т. 54. С. 416-440.
 Грошев Н.Ю. и др. // ГРМ. 2018. Т. 60. С. 546-557.
 Чащин В.В. и др. // ГРМ. 2016. Т. 58. С. 41-63.
 Чащин В.В. и др. // Петрология. 2020. Т. 28. С. 150-183.
 Шарков Е.В. и др. // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.
 Serov P.A. // Chemical Geology. 2025. V. 671. -122497.

Опыт применения изотопной хемотратиграфии С и S к палеопротерозойским карбонатам Карельского кратона: промежуточные результаты

Силаева О.М.¹, Покровский Б.Г.¹, Самсонов А.В.²

¹ГИН РАН, Москва; ²ИГЕМ РАН, Москва

Изотопная хемотратиграфия является широко применяемым и активно развивающимся в наши дни методом стратиграфии, основанном на трендах глобального изменения изотопного состава (изотопные аномалии или экскурсы) таких элементов как Sr, C, O, S и др. Кривые изотопного состава с высоким разрешением построены для фанерозоя и позднего протерозоя [1], однако с более древними объектами возникает ряд усложнений. Во-первых, проблема абсолютного датирования осадочных образований, связанная с метаморфизмом пород и палеонтологической немотой докембрия, в особенности раннего. Без надежных привязок к геохронологической шкале построение изотопных кривых невозможно. Во-вторых, уже упомянутый метаморфизм и другие процессы приводят к изменению первоначального изотопного состава пород. Наиболее остро эта проблема касается стронция и кислорода в карбонатах. В-третьих, для корреляции кривых необходимы глобальные изотопные экскурсы с характерной амплитудой и продолжительностью. В мезо- и палеопротерозое выделение экскурсов затруднено вследствие малого разрешения и малого количества анализов, однако в палеопротерозое была открыта самая высокоамплитудная и длительная углеродная аномалия, названная Ломагунди-Ятулийский экскурс (ЛЯЭ) [2]. ЛЯЭ является положительной аномалией продолжительностью 2.30-2.05 млрд лет со значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в диапазоне 5-30 ‰, природа экскурса обсуждается [2, 3]. Учеными также была отмечена отрицательная корреляция изотопного состава углерода и серы с образованием отрицательной аномалией по сере [3]. В представленном докладе будут рассмотрены возможности применения изотопной хемотратиграфии С и S к ятулийским (2.3-2.1 млрд лет) карбонатам района Сегозерской структуры (Карельский кратон).

Сегозерская структура - крупный хорошо сохранившийся фрагмент вулканогенно-осадочного бассейна, сформированного в среднем палеопротерозое и заполненного в основном породами ятулийского надгоризонта. В ятулии принято выделять нижний сегозерский и верхний онежский горизонты [4]. В составе сегозерского горизонта преобладают терригенные осадки, которые содержат две пачки базальтов. Оценка возраста для нижних базальтов составляет 2220 млн лет, для верхних -

2130 млн лет [5]. Карбонаты в резко подчиненном количестве присутствуют в основании разреза сегозерского горизонта, где они фациально замещаются конгломератами и содержат большое количество силикатного вещества. Онежский горизонт, сложенный карбонатными породами, в Сегозерской структуре доступен для изучения в самой нижней терригенно-карбонатной его части; стратиграфически более высокая существенно карбонатная часть горизонта вскрывается восточнее в составе Сегозерско-Кумсинской структуры. Карбонатные породы были опробованы и изучены на трех описанных стратиграфических уровнях: 1 - основание сегозерского горизонта; 2 - основание онежского горизонта; 3 - средняя (?) часть онежского горизонта. В докладе будет представлена петрографическая и геохимическая характеристика пород каждого уровня. Результаты изотопных исследований следующие. На нижнем уровне $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (относительно стандарта PDB) от 2.8 до 5.2 ‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (относительно стандарта PDB) от -21.3 до -17.2 ‰ (данные этого исследования и [6]); на среднем уровне $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ от 9,9 до 13,9 ‰ (18.8 ‰ в одном образце), $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ от -10.5 до -15.2 ‰, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ (значения относительно стандарта CDT) от 8.5 до 10.35 ‰; на верхнем уровне $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ от 14,7 до 16,2 ‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ от -7.7 до -14.4 ‰, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ от 6.85 до 13.1 ‰. По приведенным данным были построены изотопные кривые. Необходимо отметить вероятную пресноводную природу образования карбонатов нижнего уровня в связи с его изотопно-геохимическими характеристиками, а также сильный разброс значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ карбонатов третьего уровня, в связи с чем дальнейшее изучение было сконцентрировано на карбонатах терригенно-карбонатного ятулия (второй уровень).

Изотопные кривые карбонатов второго уровня имеют четкие тренды: понижение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (примерно с 14 до 10 ‰) и повышение $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ (примерно с 8.5 до 10 ‰). Используя эти тренды и опубликованные изотопные кривые по углероду и сере с мировой выборкой [1, 2, 3], мы провели оценку возможных возрастных рамок образования карбонатов, приуроченных к границе сегозерского и онежского горизонтов ятулия. Они составили 2155-2180 млн лет и 2105-2130 млн лет согласно изотопной кривой по углероду [1], 2300-2250 млн лет и 2150-2100 млн лет согласно изотопной кривой по углероду [2], 2300-2265 млн лет и 2155-2095 млн лет согласно изотопным кривым по углероду и сере [3]. Если принимать во внимание только более свежие данные об изотопных составах [2] и [3], а также новые данные о возрасте подстилающих карбонаты второго уровня базальтов в 2130 млн лет [5], то наиболее вероятным приближением возраста следует считать 2150-2100 млн лет. Таким образом, большая неопределенность в оценке возраста на основе изотопной хемостратиграфии для ЛЯЭ является

серьезным ограничением на применимость этого подхода в целях возрастной корреляции в палеопротерозое.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ 23-17-00260.

Литература

1. Geological Time Scale. Vol. 1. Ed. by F. M. Gradstein et al. Amsterdam: Elsevier, 2020, 561 p.
2. Hodgskiss M.S.W., et al. Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2023. P. 301-330.
3. Planavsky, N.J., et al. Sulfur record of rising and falling marine oxygen and sulfate levels during the Lomagundi event. *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2012. Vol. 109(45). P. 18300-18305.
4. Сацук Ю.И., и др. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988.
5. Stepanova A.V. et al. Geochronology and geochemistry of mafic rocks in the Segozero belt, Karelian Craton: age constraints for Jatulian sedimentation and the Lomagundi-Jatuli event in the Fennoscandian Shield. 2025 (in press)
6. Alfimova N., et al. Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: Geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia). *Precambrian Research.* 2022. Vol. 368.

Базитовый магматизм СОХ-типа на рубеже среднего и позднего девона в Сакмарской зоне Южного Урала: геохронологические доказательства и геологические следствия

Симанкова А.О., Пушкарев Е.В.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

В структуре палеозоид Южного Урала широко развиты тектонические фрагменты офиолитовых комплексов [А.В. Рязанцев, 2012]. Чаще это блоки, соответствующие отдельным частям разрезов океанической или островодужной литосферы. Реже встречаются массивы, почти полностью сохранившие внутреннюю структуру и включающие мантийные перидотиты, надстроенные коровыми расслоенными мафит-ультрамафитовыми сериями, параллельными дайками и эффузивами. К таким офиолитовым комплексам можно отнести Кемпирсайский и Хабарнинский массивы в Сакмарской аллохтонной зоне на Южном Урале. Определение возраста офиолитовых перидотитов осложнено такими лабораторно-методическими проблемами, как отсутствие собственного циркона и сверхнизкие содержания элементов, используемых в изотопной геохронологии. Согласно проведенным исследованиям по датированию пород, входящих в дайковый и

эффузивный комплексы верхних частей офиолитового разреза, на Урале выделяются офиолитовые ассоциации ордовикского и раннедевонского возраста [А.В. Рязанцев, 2012].

К раннедевонским офиолитовым комплексам относится и Хабаровинский мафит-ультрамафитовый аллохтон, образующий верхнюю тектоническую пластину в Сакмарской зоне [С.В. Руженцев, 1976.]. Главный объем массива слагают сильно деплетированные гарцбургиты с подчиненным развитием дунитов. С востока и запада перидотиты прорваны и перекрыты расслоенной мафит-ультрамафитовой интрузией, в верхней части которой развит комплекс параллельных даек, отвечающих по составу высокомагнезиальным андезибазальтам и андезитам. Состав и геохимические особенности перидотитов, габброидов и даек указывают на островодужную природу офиолитового комплекса. В строение Хабаровинского аллохтона входит еще несколько магматических комплексов раннедевонского возраста с островодужными геохимическими характеристиками и метаморфические породы в его основании [Е.В. Пушкарев, 2009]. Все магматические комплексы и метаморфические породы в основании аллохтона прорваны многочисленными долеритовыми дайками протяженностью от первых метров до 15 километров и мощностью до 20 метров. Дайки образуют крупные рои субмеридионального и северо-западного простирания. Подобные геологические взаимоотношения даек с вмещающими породами означают, что их внедрение происходило после формирования аллохтона.

Изучение состава пород проведено в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург). По химическому составу долериты соответствуют базальтам нормальной щелочности, близким к СОХ-типу. Среднее содержание $TiO_2=1.6$ мас. %, при вариациях от 1.4 до 2.2 мас. %. Железистость пород 0.5. Сумма щелочей составляет около 3 мас. % с преобладанием натрия. Содержание Rb и Sr изменяются в пределах 5-20 и 170-350 г/т соответственно. Характер распределения РЗЭ в долеритах соответствует базальтам СОХ-типа.

Для определения возраста долеритов было использовано два метода: $^{40}Ar-^{39}Ar$ метод по амфиболу (ИГМ СО РАН, Новосибирск) и Sm-Nd изохронный метод по валовому составу породы и породообразующим минералам (ГИ КНЦ РАН, Апатиты).

В результате $^{40}Ar-^{39}Ar$ датирования амфибола удалось получить плато, характеризующееся значением возраста 377.2 ± 5.9 млн лет с количеством выделенного аргона ^{39}Ar более 60 %. В низкотемпературной области спектра наблюдаются ступени, что может свидетельствовать о повторном нагреве минерала и незначительной потере ^{39}Ar во внешних зонах кристаллов амфибола. По данным Sm-Nd изотопного исследования была построена изохрона по валовому составу центральной, раскристаллизованной части дайки, двум пробам

из зон закалки, монофракциям клинопироксена и плагиоклаза и амфиболового концентрата с примесью клинопироксена и плагиоклаза. Рассчитанный изохронный возраст соответствует живетскому ярусу 386 ± 30 млн. лет, СКВО 1.1, $\epsilon Nd(T) = +7.2 \pm 0.6$. Изотопный состав плагиоклаза отклоняет изохрону в сторону более древнего возраста, что возможно связано с нарушением изотопной системы минерала в результате его слабых вторичных изменений, сосюритизации и т.д. При перерасчете по пяти точкам без учета плагиоклаза возраст соответствует позднему девону 360 ± 49 млн. лет, СКВО 0.9. Рассчитанная величина ϵNd соответствует умеренно деплетированному источнику, характерному для СОХ-типа базальтов. Работы по уменьшению ошибки и уточнению Sm-Nd возраста долеритов в настоящий момент проводятся, но уже можно заключить, что полученные геохронологические данные совместно с геологическими наблюдениями свидетельствуют о самом молодом на Урале проявлении магматизма СОХ-типа, сформировавшего крупный рой долеритовых даек в Хабаровинском аллохтоне. При этом их формирование не связано с рифтогенезом в троговых зонах океанов или задуговых бассейнах, поскольку они не образуют комплекса параллельных даек, типичных для таких геодинамических режимов. В Хабаровинском аллохтоне комплекс параллельных базитовых даек хорошо изучен и имеет раннедевонский возраст. Петрогеохимические характеристики этих даек свидетельствуют об их образовании в островодужных условиях, что не противоречит и сильно деплетированному составу хабарнинских перидотитов. Возможно, что на стадии завершения активного островодужного магматизма, при переходе в режим аккреции островной дуги к краю континента и формированию ранних тектонических надвигов, произошло заглупление магматических очагов, захвативших области менее деплетированных мантийных перидотитов, послуживших источником долеритовых даек с геохимическими характеристиками СОХ-базальтов.

Работа выполнена по госбюджетной теме №123011800009-9

Литература

Рязанцев А. В., Белова А. А., Разумовский А. А., и др. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. с. 65-96.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: ГИН АН СССР, 1976. Вып. 283. 173 с

Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М., и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. III межд. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2009. С. 125-132.

U-Pb LA-ICP-MS возраст кальцита из нептунических даек Шахтау, Предуральский прогиб

Ситкина Д.Р.¹, Кузнецов А.Б.¹, Гладкочуб Е.А.², Брянский Н.В.², Иванов А.В.²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИЗК СО РАН, Иркутск

Кальцит, наряду с другими карбонатными минералами широко распространен во многих геологических средах. Датирование таких минералов открывает возможность получать информацию о возрасте магматических, метаморфических, осадочных, гидротермальных и биогенных процессов. Вместе с классическим ID-TIMS анализом в последнее десятилетие активно применяется локальное датирование кальцита методом LA-ICP-MS [Roberts et al., 2020; 2021]. Для отработки методики локального датирования кальцита методом лазерной абляции были выбраны образцы из нептунической дайки в карьере г. Шахтау. Нептунические дайки - уникальные геологические объекты, представляющие трещины и полости в осадочных горных породах, заполненные тем же материалом, что и вмещающие отложения. Их особенность заключается в том, что они являются индикатором тектонических и сейсмических событий и позволяют реконструировать историю и время таких процессов в прошлом. Такие образования широко распространены в нижнепермских карбонатных массивах Предуральского прогиба. На этой территории в горах одиночках, так называемых «шиханах», встречаются жилообразные тела, сложенные слоистым и обломочным карбонатным материалам, которые интерпретируются как нептунические дайки [Горожанин и Горожанина, 2022]. Возраст образования этих тел по палеонтологическим данным оценивается в интервале ассельского - артинского ярусов нижней перми (~299-283 млн лет назад). Отобранные образцы представляют собой брекчию известняков в известково-глинистом матриксе и сложены тонкозернистым кальцитом молочно-белого цвета. Внутри образцов визуально фиксируются две зоны с разным текстурным рисунком: однородным и волнисто-слоистым. Геохронологическое исследование затрагивало обе описанные зоны.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования кальцита выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск), методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7900, соединенном с эксимерным лазером Analyte Excite с длиной волны 193 нм, использующим камеру двойного объема HelEx II для абляции. В качестве первичного стандарта коррекции ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb отношений использовалось стекло SRM NIST 610. В качестве эталонного материала

с аналогичной неизвестному образцу матрицей для нормализации $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ отношений использовался стандарт кальцита Tarim [Zhang et al., 2023]. Проверка правильности анализа осуществлялась по внутрिलाбораторному стандарту с известным возрастом - известняк ВЗ-32 (603 млн лет).

Проанализированные точки в образце кальцита на диаграмме Тера-Вассербурга показывают возраст для зоны с волнисто-слоистой текстурой 285 ± 9 млн лет, СКВО=2, для области с однородной текстурой получен U-Pb возраст 244 ± 23 млн лет, СКВО=0.83.

Полученные геохронологические U-Pb данные согласуются с результатами палеонтологических исследований для непунических даек Шахтау и общими представлениями о времени тектонических событий в этом регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-00067.

Литература

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Генезис непунических даек в Стерлитамакских шиханах // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 69 - 80

Roberts, N. M. W., Drost, K., Horstwood, M. S. A., Condon, D. J., Chew, D., Drake, H., Milodowski, A. E., McLean, N. M., Smye, A. J., Walker, R. J., Haslam, R., Hodson, K., Imber, J., Beaudoin, N., and Lee, J. K.: Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U-Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and limitations. *Geochronology*. 2. 33 - 61. 2020

Roberts N.M.W., Žák J., Vacek F., Sláma J. No more blind dates with calcite: Fluid-flow vs. fault-slip along the Očkov thrust, Prague Basin // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12. № 4. P. 101143

Zhang L.-L., Zhu D.-Ch., J.-Ch Xie., Wang Q., Kamo S., Roch'in-Bañagac H., Xiaod Y. TARIM calcite: a potential reference material for laser ICPMS in situ calcite U-Pb dating // *J. Anal. At. Spectrom.* 2023. V. 38. P. 2302.

Мультиминеральная геохронология высокобарических пород: к вопросу о продолжительности субдукционных и аккреционно-коллизийных событий в западной Монголии

Скузоватов С.Ю.¹, Чен Х.², Скобленко А.В.³, Везине А.⁴

¹ИГХ СО РАН, Иркутск; ²Университет Тонгжи, Шанхай, Китай; ³ГИН РАН, Москва; ⁴Университет Гренобля, Франция

Высокобарические метаморфические комплексы являются распространенным компонентом орогенных поясов и источником информации о масштабах и динамике процессов в зонах

палеоконвергенции. На территории западной Монголии субдукционные процессы повсеместно фиксируются в пределах протяженной Озерной зоны позднепротерозойско-раннепалеозойскими островодужными магматическими комплексами и офиолитами, а также ограниченными находками высокобарических пород в пределах тектонического меланжа между Озерной зоной и Дзабханским террейном [Bayarbold et al., 2022; Skuzovatov et al., 2018, 2024; Štípská et al., 2010; Zhu et al., 2023]. Вместе с тем, тектонический меланж содержит блоки метаморфических пород от палеопротерозойского до раннепалеозойского возраста, определенного главным образом по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar и U-Pb датирования. Для эклогитов из трех локаций, установленных в пределах указанной зоны сочленения, установлены схожие условия субдукционного погружения (1.9-2.2 ГПа, 560-625 °С) при близких возрастах метаморфизма, полученных, однако, разными методами: 522-512 млн лет по циркону эклогитов блока Ургамал и 543-537 млн лет ^{40}Ar - ^{39}Ar методом для высокобарических пород комплекса Алаг-Хадны. Данный факт позволил ряду исследователей предположить существование единого и протяженного «эклогитового» пояса, формирование которого связано с закрытием пан-Родинийского (Мирового?) океана [Zhu et al., 2023]. В то же время, известно, что возрастные оценки слюд и циркона из средне- и высокотемпературных высокобарических пород имеют тенденцию омоложению, а сам процесс последовательной субдукции и эксгумации может быть продолжительным. В таком случае использование эклогитов, различных по химизму и обстановке формирования протолита, для выделения единых метаморфических поясов, может быть некорректным.

В рамках настоящего исследования с целью установления времени субдукционных событий предпринята попытка дополнительной геохронологической характеристики эклогитов комплекса Алаг-Хадны. Детальные минералого-петрологические исследований показали крайне единообразную историю прогрессивного погружения пород и хорошо сохраненную проградную зональность порфириобластового граната (по главным катионам и РЗЭ) с относительно гомогенным ядром (прогрессивная стадия) и контрастными каймами (пик эклогитового метаморфизма). Подобная зональность как правило является результатом торможения роста граната и/или отсутствием сколь-либо существенного высвобождения водного флюида в породах амфиболитовой фации нижней коры вплоть до достижения условий эклогитовой фации [Massonne, Li, 2020]. Применение наиболее уместного для низко- и среднетемпературных эклогитов подхода с Lu-Hf изохронным датированием показало, что рост граната при ~1.5-2.1 ГПа был инициирован не позднее 589 ± 2 млн лет. Детальные исследования высокобарических слюд из эклогитов, в различной степени затронутых деформациями и ретроградной гидратацией, показало, что

характеристики фенгита соответствует его стабильности в условиях максимального погружения пород, но могли быть изменены за счет частичной перекристаллизации при эксгумации метаосадочного меланжа.

Локальное изохронное датирование фенгита для наименее деформированного эколгита в совокупности с его составом и редкоземельными характеристиками указывает на перекристаллизацию фенгита в условиях, близких к пиковым, на рубеже 568±9 млн. лет (MSWD=1.3). Последующие деформационные события и частичная перекристаллизация при эксгумации пород приводят к частичному омоложению полученных возрастов (но не моложе 559±6 млн лет) [Skuzovatov et al., 2024].

Таким образом, геохронологическими исследованиями показано, что эколгитизация и эксгумация пород по крайней мере одного из высокobarических комплексов западной Монголии не только потребовали продолжительного периода времени (не менее 50 млн лет), но и вероятно соответствуют иному циклу субдукционно-аккреционных событий в эволюции региона. Учитывая большой объем накопленных данных о возрастной неоднородности указанной зоны сочленения [к примеру, Козаков и др., 2021], стоит предполагать, что поздненеопротерозой-кембрийские субдукционные процессы вплоть до финальной аккреции в данной части ЦАСП могли быть полихронными и, в противовес гипотезе единого субдукционно-аккреционного пояса, контролироваться динамикой перемещения отдельных террейнов/микроконтинентов и масштабами пространственно связанных с ними океанических бассейнов.

Исследования инициированы в рамках проекта РНФ №21-77-10038 (2021-2024 гг.) и продолжаются в рамках выполнения государственного задания ИГХ СО РАН (проект №0284-2021-0007).

Литература

Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2021, 29(2), 195-224.

Bayarbold M., Okamoto A., Dandar O. et al. Continental arc-derived eclogite in the Zavkhan Terrane, western Mongolia: Implications for the suture zone in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // J Asian Earth Sci, 2022, 229, 105150.

Massonne H.-J., Li B. Zoning of eclogitic garnet cores – a key pattern demonstrating the dominance of tectonic erosion as part of the burial process of worldwide occurring eclogites // Earth-Sci Rev, 2020, 210, 103356.

Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I. et al. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyн-Nuruu area (SW Mongolia): crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // J Asian Earth Sci, 2018, 167, 33-51.

Skuzovatov S.Yu., Skoblenko A.V., Vezinet A., Karimov A.A., Tsujimori T. The impact of exhumation onto fluid-mobile element budget and Rb-Sr isotope heterogeneity of the subducted eclogitic crust (Alag-Khadny, SW Mongolia) // Contrib Mineral Petrol, 2024, 179, 100.

Štípská P., Schulmann K., Lehmann J. et al. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: Evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further than expected // *J Metamorph Geol*, 2010, 28, 915-933.

Zhu M., Zhang F., Smit M.A. et al. Discovery of a >1,000 km Cambrian eclogite-bearing high-pressure metamorphic belt in the Central Asian Orogenic Belt: implications for the final closure of the Pan-Rodinia ocean // *JGR Solid Earth*, 2023, 128, e2022JB025388.

Опыт геохронологических исследований метаморфизованных осадков (на примере полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса)

Слабунов А.И.

КарНЦ РАН, Петрозаводск

Изучение геохронологии акцессорных минералов (особенно циркона) из осадочных породы играет в последнее время большую роль для понимания не только возраста осадконакопления, но и оценки источников сноса, геодинамических типов осадочных бассейнов [Ершова, 2024, Sawood et al., 2012]. Интерпретация геохронологической информации по осадочным породам значительно усложняется, если породы претерпели метаморфические преобразования. При этом подавляющая часть докембрийских осадочных пород метаморфизована.

В архейских зеленокаменных поясах широко развиты полосчатые железистые кварциты (banded iron formation - BIF). Это в различной степени метаморфизованные хемогенно-осадочные, как правило, с терригенной примесью, богатые железом и кремнеземом горные породы, представляющие собой чередование слоев обогащенных, соответственно, железосодержащими минералами (гематит, магнетит, сидерит) и кремнеземом (кварц, яшма, халцедон) и формировавшихся исключительно в раннем докембрии.

В BIF не всегда, но достаточно часто [Slabunov et al., 2024a, b] удается установить акцессорный циркон. Так в BIF Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) Карельского кратона, зеленокаменных поясах Бунделкхандского [Slabunov et al., 2024b] и Конго [Ngiamte et al., 2024] кратонов они выделены и изучены.

В КЗП установлены три разновозрастные архейские породные ассоциации, в состав которых входят BIF [Слабунов и др., 2021 и ссылки там]. Все они относятся к типу Алгома, т.е. имеют в составе ассоциации вулканиты. Зеленокаменный комплекс КЗП, включающий BIF, сечется несколькими генерациями неархейских (2.72, 2.71, 2.707, 2.68 млрд лет

(Ga)) гранитоидов, палеопротерозойских (2.4 и 2.13 Ga) габброидов, а также мезопротерозойскими кимберлитами и лампрофирами.

Исходя из приведенных геологических данных, очевидно, что в осадочных породах (в том числе в BIF) КЗП детритовые цирконы заведомо древнее 2.72 Ga, при этом в них можно ожидать широкую гамму метаморфогенных цирконов. Результаты изучения цирконов в BIF КЗП подтверждают это предположение [Slabunov et al., 2024a].

BIF-1 КЗП ассоциируют с мезоархейским (2.87-2.81 Ga) комаитит-базальтовым с редкими риолитами комплексом. Возрасты метаморфических преобразований базальтов оцениваются в 2.73 и 2.67 Ga [Слабунов и др., 2024]. Из BIF-1 выделено более 200 зерен циркона и получено 116 датировок возраста методом LA-ICP-MS. Цирконы представлены прозрачными (полупрозрачными) бледно-окрашенными коротко- и длиннопризматическими кристаллами, реже изометричными. Выделяются зерна с ядами и с хорошо выраженной осцилляторной зональностью, а также слабозональные без ядер. Признаков окатанности зерен нет. Th/U отношение в цирконах 0.13-1.08, его корреляция с оценками возраста не отмечена. По результатам оценки ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста (T_{Pb}) цирконов в данной пробе выделяется три их возрастных кластера. T_{Pb} первого - 2.86-2.83 Ga и их следует рассматривать как детритовые, источником которых являются вмещающие породы. T_{Pb} второго кластера, который составляет 92% всей выборки, - 2.79-2.68 Ga, а их U-Pb возраст по верхнему пересечению - 2748 ± 7 млн лет и рассматривается как возраст метаморфических преобразований BIF, также как и возраст (1.89-1.83 Ga) третьего кластера.

BIF-2 КЗП находятся в тесной ассоциации с мезо-неоархейскими (2.8-2.79 Ga) дацитами-риолитами. Из BIF-2 выделено около 200 зерен циркона и получено по ним 117 датировок (LA-ICP-MS). Светлоричичневые цирконы имеют преимущественно удлиненный призматический, реже - короткопризматический и изометричный габитус. Часть зерен характеризуется хорошо проявленной осцилляторной зональностью, другие достаточно однородны. Признаков окатанности нет. Th/U отношение в цирконах 0.10-1.08. Значимой корреляции морфологии циркона, внутреннего строения и Th/U отношений с возрастом не установлено. Выделяется три кластера по результатам оценки T_{Pb} цирконов. T_{Pb} первого из них - 2.81-2.79 Ga и их можно рассматривать как детритовые, источником которых являются сопряженные кислые вулканиты. Цирконы второго кластера составляют 95 % всей выборки, их U-Pb возраст по верхнему пересечению дискордии оценивается в 2725 ± 6 млн лет, что позволяет рассматривать их как метаморфогенные. Такую же природу имеют и цирконы третьего кластера с T_{Pb} - 2.41Ga.

BIF-3 КЗП ассоциируют с неоархейскими (2.76-2.74 Ga) грауваккой и кислыми вулканитами [Слабунов и др., 2021]. Изученный BIF-3 представляет собой гранат-биотит-амфиболовый магнетитовый кварцитом, в котором ранний парагенез - биотит-амфиболовый, сменяется гранат-амфиболовым, а на поздних этапах появляются хлорит, амфибол, биотит. Из BIF-3 выделено более 150 зерен циркона, из которых 113 датировано (LA-ICP-MS) и получено 120 определений возраста. По результатам анализа T_{Pb} цирконов среди них выделяется пять возрастных кластеров. Возраст первого, представленного единственным зерном - 2910 ± 12 млн лет. T_{Pb} второго кластера (преимущественно с осцилляторной зональностью) - 2753 ± 4 млн лет. Цирконы первого и второго кластеров рассматриваются как детритовые. При этом источником вторых являются вулканиты, с которыми они ассоциируют, а первых - древний протолит ТТГ, вероятно. T_{Pb} третьего кластера цирконов, с однородной структурой или плохо выраженной зональностью - 2720 ± 2.9 млн лет. Он соответствует возрасту раннего метаморфизма. U-Pb конкордантный возраст цирконов четвертого кластера - 2652 ± 5 млн лет. Причем эти цирконы обеднены $TR3Э$, что позволяет рассматривать их как сформированные синхронно с гранат-содержащим метаморфическим парагенезом. Пятый кластер представлен лишь двумя палеопротерозойскими (около 2.5 Ga) зернами.

При интерпретации геохронологических данных метаморфически преобразованных осадков следует учитывать возможность наличия в породе как детритовых, так новообразованных генераций циркона. Для идентификации этих групп цирконов морфологические и простейшие (Th/U) геохимические характеристики зерен не могут выступать в качестве надежных отличительных признаков. Критически важными для объективной оценки возраста различных стадий формирования осадков (в том числе BIF) являются: 1) геологические данные, позволяющие а) оценить относительный возраст породы, б) определить проявления эндогенной активности; 2) данные об ассоциации пород, в которую входят осадки; 3) возможность оценить изотопный возраст магматических пород ассоциации.

Работа является вкладом в исследования ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск) по теме FMEN-2023-0009.

Литература

- Ершова В.Б. Реконструкция источников сноса и геодинамических обстановок формирования..., автореф. докт. дисс. 2024
Слабунов и др., Геохимия, doi:10.31857/S0016752521040063, 2021
Слабунов и др., ДАН, doi: 10.1134/S1028334X24603493, 2024
Cawood P.A. et al., Geology., doi:10.1130/G32945.1, 2012.
Ngiamte et al., Prec. Res., <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.1076312024>
Slabunov A.I. et al., Inter. Geology Review, doi: 10.1080/00206814.2023.224850, 2024a
Slabunov A.I. et al., Prec. Res., <https://doi.org/doi:10.1016/j.precamres.2023.107254>, 2024b

Геохронология апатита из полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного комплекса (первые результаты)

Слабунов А.И.¹, Васильева И.М.², Ризванова Н.Г.², Кервинен А.В.¹

¹КарНЦ РАН, Петрозаводск; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Карельский архейский кратон Фенноскандинавского щита является классической структурой этого класса, но и он испытывал в протерозое неоднократные деформации и термальные воздействия после кратонизации [Ларионова и др., 2013; Сыстра, 1991; Hölttä et al, 2022; Kontinen et al., 1992]. В частности, он находился под воздействием палеопротерозойских мантийных плюмов, на него значительное влияние оказали Лапландско-Кольский коллизийный ороген на СВ и аккреционный Свекофеннский ороген на ЗЮЗ [Балаганский и др., 2016; Слабунов и др., 2022]. Влияние последнего на полосчатые железистые кварциты (banded iron formation - BIF) зеленокаменного комплекса Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) было установлено при изучении цирконов [Slabunov et al., 2024].

U-Pb система апатита закрывается при температуре 350-550 °С, что позволяет использовать его в качестве минерала-геохронометра при изучении как магматических, так и метаморфических процессов [Chew, Spikings, 2015; Sun et al., 2022]. С учетом этого, для оценки возраста метаморфизма в хемогенно-осадочных породах КЗП было проведено исследование U-Pb системы апатитов из двух проб BIF. Апатиты выделены из проб BIF гимольской серии (BIF-3) Э-К22-57-2 и Э-КОРП1-3/2. Они представлены как призматическими кристаллами с габитусными формами призмы и дипирамиды, так и зернами округлой или неправильной формы размерами 35-60 мкм. Поверхность граней по большей части неровная, шероховатая. Минерал бесцветный, иногда имеет легкий белесый оттенок со стекляннным блеском. Под микроскопом он обнаруживает тонкую параллельную трещиноватость. Внутреннее строение характеризуется малым количеством твердых включений, среди которых отмечается пирит и кварц.

Методика изучения U-Pb систематики апатитов из BIF включала две модификации. Одна из них применялась для растворения «валовых» проб апатита. В этом случае отобранные навески апатитов обрабатывали 1N HCl при комнатной температуре до полного растворения апатита. Вторая модификация представляла собой ступенчатое растворение апатита несколькими порциями 1N HCl при комнатной температуре (для пробы Э-КОРП1-3/2). И для валовых проб

апатита, и для фракций ступенчатого растворения, определяли содержание U и Pb и изотопный состав Pb в полученных растворах.

Результаты изучения U-Pb систематики апатитов из ВIF КЗП показали, что содержание U в обеих пробах варьирует в близком диапазоне от 14.5 до 19.2 мкг/г. Содержание Pb существенно ниже в апатите пробы Э-K22-57/2 (7.48 - 10.1 мкг/г) по сравнению с апатитом пробы Э-КОРП1-3/2 (22.3 мкг/г). Измеренное отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, соответственно, выше для апатита Э-K22-57/2 (414-437) и ниже для апатита Э-КОРП1-3/2 (60.6-69.2). Изотопные отношения свинца в апатите Э-K22-57-2 меняются в интервале: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 173.520 до 180.020, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 36.427 до 37.453, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 40.309 до 41.119. Во фракциях ступенчатого растворения апатита Э-КОРП1-3/2 изотопные отношения свинца варьируют: 35.166-38.944, 17.356-17.777, 40.860-42.046 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, соответственно).

Для апатита пробы Э-K22-57-2 на U-Pb диаграмме с конкордией возраст оценивается по верхнему пересечению дискордии в 2461 ± 110 млн лет, по нижнему - 1868 ± 83 млн лет (СКВО=1) (рис. 1 а).

Точки фракций ступенчатого растворения апатита пробы Э-КОРП1-3/2 на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ аппроксимируются прямой, тангенс угла наклона которой соответствует возрасту 1850 ± 30 млн лет (СКВО=1.2) (рис. 1 б).

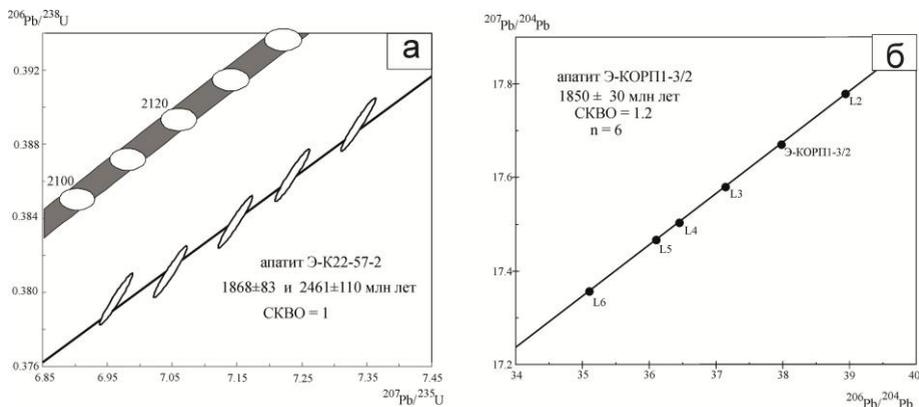


Рис.1. Диаграмма с конкордией для апатита Э-K22-57/2 (а) и Pb-Pb изохрона для апатита КОРП1-3/2 (б) из ВIF главной рудной толщи (костомукшская свита гимольской серии) Костомукшского зеленокаменного пояса.

Таким образом, впервые получен изотопный возраст метаморфогенного апатита из ВIF-3 КЗП Карельского архейского кратона: 2461 ± 110 и 1868 ± 83 - 1850 ± 30 млн лет. Эти данные хорошо согласуются с тем, что в пределах кратона локально проявлены палеопротерозойские (2.4-2.5 и 1.9-1.8 млрд лет) метаморфические процессы [Slabunov et al., 2024], которые фиксируются по результатам

изотопного датирования циркона из BIF КЗП [Слабунов и др. 2024]. Последние показали следующие возрасты: 1) 2412 ± 17 и 2452 ± 12 , 1890-1830 и 1855 ± 8 млн лет.

Работа является вкладом в исследования ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск) по теме FMEN-2023-0009 и ИГГД РАН (Санкт-Петербург) по теме FMUW-2021-0003.

Литература

Балаганский В. В. и др. Вест. Коль. науч. центра РАН. 2016.

Ларионова Ю.О. и др. Геол. руд. месторождений, DOI:10.1134/S1075701513050048, 2013

Слабунов и др., Геохимия, doi:10.31857/S0016752521040063, 2021

Слабунов и др., Труды КарНЦ РАН doi: 10.17076/geo1690, 2022

Слабунов и др., ДАН, doi: 10.1134/S1028334X24603493, 2024

Сыстра Ю. И. Тектоника карельского региона. Л.: Наука, 1991.

Chew, Spikings, Elements, DOI: 10.2113/gselements.11.3.189, 2015.

Hölttä P. et al, Minerals, doi:10.3390/min10111034, 2022

Kontinen A. et al., Bull. Geol. Soc. Finl., V. 365, P. 5-31, 1992.

Slabunov A.I. et al., Inter. Geology Review, doi: 10.1080/00206814.2023.224850, 2024

Sun et al., Minerals, <https://doi.org/10.3390/min12101294>, 2022

Коллизионные магматические породы орогена Тиманид

Соболева А.А., Андреичев В.Л.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Позднедокембрийские магматические породы, вскрытые скважинами в фундаменте Тимано-Печорской плиты в зоне Чаркаю-Пылемецкого и Илыч-Чикшинского глубинных разломов - предполагаемой сутуры коллизионного орогена Тиманид - представлены вулканитами известково-щелочной серии и плутоническими породами, среди которых преобладают гранитоиды. Считается, что выплавление магматических пород происходило в островодужной или коллизионной обстановке [Белякова, Степаненко, 1991, Белякова и др., 2008, Pease et al., 2004].

Локализация гранитных интрузий вблизи сутурной зоны, разделяющей Тиманский и Большеземельский мегаблоки фундамента с разным глубинным строением, и геохимические особенности гранитоидов позволяют предполагать их коллизионное происхождение в ходе становления орогена Тиманид. Гранитоиды соотносятся по составу гранитам I-типа [Андреичев и др., 2014а] и сопоставимы с гранитами, формирующимися в поздне- и постколлизионной геодинамических обстановках (рис. 1а). По результатам SIMS-

датирования циркона возраст гранитов, вскрытых скважинами 54-Седуяха, 1-Восточная Чаркау, 1-Чаркау, 1-Южная Чаркау, 1-Малая Пера, 1-Южный Джьер вблизи этой сутуры, определен как 557-536 млн лет [Андреичев и др., 2014б, 2017, 2024].

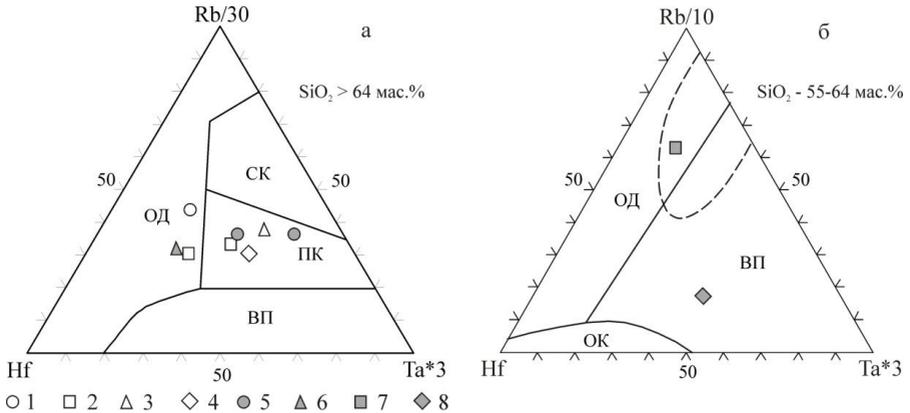


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов и диоритов, основы диаграмм по [Harris et al., 1986]. Скважины: 1 - 54-Седуяха, 2 - 1-Восточная Чаркау, 3 - 1-Чаркау, 4 - 1-Южная Чаркау, 5 - 11-Малая Пера, 6 - 1-Южный Джьер, 7 - 21-Палью, 8 - 1-Изкось-Гора. Поля гранитоидов и диоритов: ОД - островодужных, СК - синколлизийных, ПК - поздние и постколлизийных, ВП - внутриплитных, ОК - океанических. Пунктир - поле составов коллизийных пород.

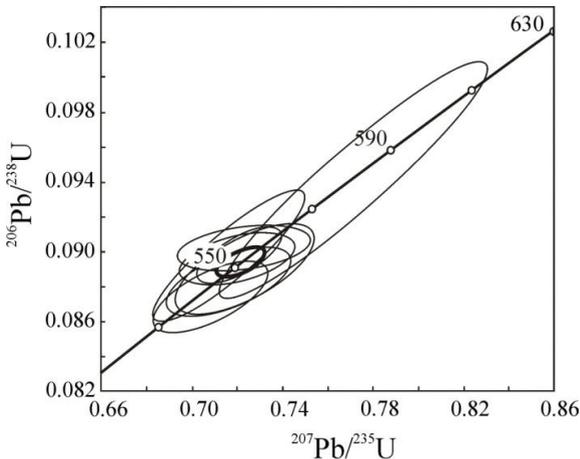


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевых монодиоритов скв. 1-Изкось-Гора. Эллипсы погрешностей показаны для 2σ . Средний конкордантный возраст - 552 ± 3 млн лет (2σ , $n=8$, СКВО=0.31).

Химический состав интрузивных пород среднего состава, вскрытых скважинами 21-Палью и 1-Изкось-Гора, также свидетельствует об их

формировании в условиях достаточно мощной континентальной коры (рис. 16). Возраст диоритов из скв. 21-Палью составляет 545 ± 3 млн лет [Андреичев и др., 2024]. Для кварцевых монцодиоритов из скв. 1-Изкось-Гора в последнее время на ионном микрозонде SHRIMP-RG (Стэнфордский университет, США) получен возраст 552 ± 3 млн лет (рис. 2).

Таким образом, гранитоиды и диориты, развитые в фундаменте Тимано-Печорской плиты в зоне Чаркаю-Пылемецкого и Илыч-Чикшинского глубинных разломов, образовались в позднем венденачале раннего кембрия (557-536 млн лет) и, вероятно, маркируют финальную стадию тиманского тектогенеза.

Работа выполнена в рамках темы ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ГР № 122040600012-2.

Литература

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г. и др. U-Pb (SHRIMP) возраст коллизионных гранитоидов фундамента Печорской синеклизы // Граниты и эволюция Земли: Мат-лы II междунар. геол. конф. Новосибирск. 2014а. С. 10-12.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г. Первые U-Pb данные о возрасте гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы // ДАН. 2014б. Т. 458. №5. С.559-566.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г. и др. Возраст гранитоидов Припечорской разломной зоны фундамента Печорской синеклизы: первые U-Pb (SIMS) данные // ДАН. 2017. Т. 474. № 3. С. 321-326.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г. и др. U-Pb (SIMS) цирконовая хронология интрузивного магматизма юго-восточной части Ижемской зоны фундамента Печорской синеклизы // Вестник геонаук. 2024. № 11. С. 14-29.

Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №12. С. 106-117.

Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П. и др. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Ухта: ГУП РК ТП НИЦ, 2008. 288 с.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Geological Society, London. Special Publications. 1986. V. 19. P. 67-81.

Pease V., Dovzhikova E., Belyakova L. et al. Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the basement to the Pechora Basin, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // Geol. Soc. Mem. London. 2004. № 30. P. 75-85.

«Локальное» (U,Th)-He датирование пирита

Соколова Л.А.^{1,2}, Якубович О.В.^{1,2}, Лейгбам П.Н.³, Саватенков В.М.^{1,2}

¹СПбГУ, Санкт-Петербург; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ФГБУ «ЦНИГРИ», Москва

Пирит является одним из самых распространенных минералов рудных месторождений. Развитие методики датирования пирита (U,Th)-

He методом расширило возможности изотопного датирования [Yakubovich et al., 2020].

Процесс формирования рудных формаций часто является многостадийным, что может отражаться в наличии нескольких генераций пирита. Зачастую, несколько генераций может быть совмещено в одном зерне. Основываясь на знаниях о других геохронологических системах и геохронометрах [Cofu et al., 2018], можно предположить, что ядра и каймы одного зерна пирита могут иметь разный возраст. Высокая термическая сохранность гелия в пирите [Yakubovich et al., 2019] позволяет судить об устойчивости (U,Th)-He системы в пирите к низкотемпературным процессам. Следовательно, возможно образование нескольких генераций в одном зерне в разное время без нарушения изотопной системы.

Наличие разновозрастных генераций в пределах одного зерна может исказить результаты (U,Th)-He датирования. Таким образом для определения возраста важно: научиться диагностировать такие зерна и физически выделять из них интересующую область для определения возраста.

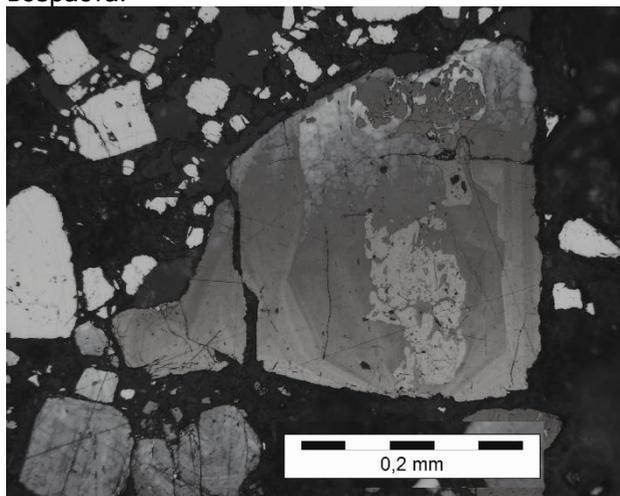


Рисунок 1. Несколько генераций пирита в одном зерне, протравленном раствором аммиака (Каларское рудопроявление, Горная Шория) [Chernykh et al., 2024].

(1) В некоторых случаях различные генерации в зернах пирита сложно наблюдать методами оптической и сканирующей электронной микроскопии. Более перспективным для исследования отдельных зерен представляется подход с использованием методов структурного травления [Баженов, 1964; Кринов и др, 2008; Сафина и др, 2013]. Такой подход был нами апробирован и показал свою перспективность в ходе

подготовки зерен пирита из Каларского рудопоявления к (U,Th)-He датированию (рис.1) [Chernykh et al., 2024].

(2) Неоднородное распределение урана и тория в пирите, большая длина пробега альфа-частиц (20-30 мкм; эффект ядер-отдачи) затрудняют проведение локального (U,Th)-He датирования. Для минимизации этих эффектов для определения возраста требуются фрагменты зерен более 100-150 мкм. Фрагменты такого размера могут быть механически выделены из зерен пирита, имеющих сложное внутреннее строение.

Механическое выделение небольших фрагментов пирита из разных зон роста было нами опробовано на примере пирита из рудопоявления Кизас, Хакасия. Для подготовки навесок нами использовалась дрель для ювелирных работ. Предварительно изученный аншлиф фиксируется и с помощью дрели, на небольших оборотах, выпиливаются кусочки размером до 500 мкм. При этом не происходит интенсивного растрескивания образца - выпиленные фрагменты можно использовать для (U,Th)-He датирования. Этот же подход позволяет выделять из аншлифов и отдельные вкрапленные зерна, проводить механическую абразию для удаления поверхностного слоя, имевшего контакт с породой/грунтовыми водами.

Предварительное минералогическое изучение пирита необходимо для успешного (U,Th)-He датирования. Методика пробоподготовки должна включать в себя минералогические исследования, направленные на выделение разных генераций и механическое выделение отдельных зерен. Предложенный методический подход к подготовке материала для датирования позволит исключить фактор смешения разных генераций в одной навеске.

Работы по изучению (U, Th)-He возраста пирита выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 22-77-10088.

Литература

Chernykh, A. I., Leibham, P. N., Sokolova, L. A., Yakubovich, O. V., Anosova, M. O., & Naumov, E. A. (2024). The Devonian Kalarskoye epithermal ore-occurrence of the Ka-Burchak Au-Ag ore cluster, Altai-Sayan Folded Belt, Russia: Geological setting, mineralogical, geochemical, and geochronological features. *Minerals*, 14, 708.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., & Kinny, P. (2018). Atlas of zircon textures. (pp. 469-500).

3. Yakubovich, O. V., Gedz, A. M., Vikentyev, I. V., Kotov, A. B., & Gorokhovskii, B. M. (2019). Migration of radiogenic helium in the crystal structure of sulfides and prospects of their isotopic dating. *Petrology*, 27(1), 58-79.

Yakubovich, O., Podolskaya, M., Vikentyev, I., Fokina, E., & Kotov, A. (2020). U-Th-He geochronology of pyrite from the Uzelga VMS deposit (South Urals)—New perspectives for direct dating of the ore-forming processes. *Minerals*, 10(7), 1-20.

Баженев, В. И. (1964). К методике электролитического структурного травления железосодержащих сульфидов. *Известия Томского Ордена Красного Знамени Политехнического Института Имени С. М. Кирова*, 127(1), 208-209.

Кринов, Д. И., & Ефимов, А. В. (2008). Особенности подготовки препаратов и методы травления рудных минералов. *Уральский минералогический сборник*, 15, 105-116.

Новые данные о возрасте раннемелового Омчанского интрузивного комплекса (Северное Приохотье)

Соловов Р.В.¹, Ползуnenков Г.О.¹, Акинин В.В.¹, Сальникова Е.Б.², Котов А.Б.², Иванова А.А.²

¹СВКНИИ ДВО РАН, Магадан; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В Северном Приохотье, помимо широко распространенных позднемеловых (сеноман-кампанских) интрузий гранитоидов Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (ОЧВП), существуют проявления раннемеловых (баррем-аптских) магматических комплексов. Эти ранние образования слагают более древний магматический пояс, известный как Удско-Мургалский, который залегает в основании ОЧВП [Парфенов, 1984]. Примером таких интрузий являются Омчанский и Лево-Сеймканский гранитоидные массивы, относимые к Омчанскому интрузивному комплексу (ОМК), с которым пространственно ассоциируются кобальтовые проявления, такие как Лево-Сеймканское, Ясное и Обход [Колова, Малиновский, 2015], а также золото-редкометальное месторождение Тэутэджек [Волков и др., 2008]. Гранитоиды относятся преимущественно к известково-щелочным железистым разновидностям лейкогранитов, нередко повышенной щелочности. На дискриминантных диаграммах точки состава пород попадают в поля внутриплитных гранитоидов А-типа. Интрузии прорывают дислоцированные триасово-юрские терригенные толщи верхоянского комплекса, но сами на значительной своей части перекрыты вулканитами хольчанской свиты ОЧВП коньякского возраста.

Ранее вопрос возраста массивов, слагающих ОМК был весьма дискуссионным. Несмотря на детальные изучения различными исследователями данных гранитоидов в период с 1950-х по начало 2000-х единой точки зрения не существовало. Опираясь на данные К-Аг и Rb-Sr датирования по валовым пробам пород исследователи по-разному оценивали возраст Омчанского и Лево-Сеймканского интрузивных массивов, выделяя их как позднемеловые (90-70 млн лет) [Маннафов, 1999], берриас-валанжинские (142-135 млн лет) [Андреева, 1999] и валанжинские (135-133 млн лет) [Котляр и др., 2001].

Первые более надежные и воспроизводимые U-Pb оценки возраста циркона локальным SIMS методом из гранитоидов Омчанского массива

показали барремский возраст около $129-125 \pm 1$ млн лет [Akinin et al., 2012; Шпикерман и др., 2016]. Новые оценки возраста циркона из лейкогранитов Лево-Сейманского массива получены U-Pb методом (ID TIMS) в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Три микронавески наиболее чистых и прозрачных кристаллов циркона (10-15 зерен) предварительно подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи «SNOL E5CC» в керамических или кварцевых тиглях при 900°C в течение 48 ч [Mattinson, 2005] с последующей кислотной обработкой смесью 35 % HF + 15 % HNO₃ в пропорции 5:1 в течение 2-4 ч при температуре 220°C . На диаграмме с конкордией точки изотопного состава изученного циркона аппроксимируются дискордией, ниже пересечение которой с конкордией составляет 125 ± 3 млн лет (СКВО=1.3). С учетом погрешности, полученные данные согласуются с предыдущими определениями возраста U-Pb методом и позволяют уверенно сделать заключение о баррем-аптском возрасте гранитоидов Лево-Сейманского массива и Омчанского магматического комплекса в целом.

Исследования выполнены в рамках темы НИР молодежной лаборатории СВКНИИ ДВО РАН (№124051600003-4).

Литература

Андреева Н. В. и др. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования //Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. - 1999.

Волков А. В., Сидоров В. А., Сидоров А. А. Золото-скарновые месторождения Северо-Востока России //Доклады Академии наук. - Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2008. - Т. 418. - №. 6. - С. 797-801.

Колова Е. Е., Малиновский М. А. Минералогия и условия формирования золотосодержащих кобальтовых руд месторождения Обход (Северо-Восток России) //Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. - 2015. - №. 2. - С. 15-27.

Котляр И. Н. и др. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России //Магадан: свкнии дво ран. - 2001. - Т. 319. - С. 14.

Маннафов Н. Г. и др. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона //Масштаб. - 1999. - Т. 1. - С. 500000.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. - Новосибирск: Наука, 1984.

Шпикерман В. И., Полуботко И. В., Васькин А. Ф. Петухов В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Р-55 - Сусуман. Объяснительная записка. - СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.

Akinin V.V., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON 2.0: EGU General Assembly 2012, Vienna, Geophysical Research Abstracts, 2012. Vol. 14. P. EGU2012-3876.

Mattinson J. M. Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages //Chemical Geology. - 2005. - Т. 220. - №. 1-2. - С. 47-66.

2.22 млрд лет - верхнее возрастное ограничение для осадочных пород нижнего ятулия на Карельском кратоне: результаты U-Pb ID-TIMS датирования бадделеита из базитов Сегозерской структуры

**Степанова А.В.¹, Сальникова Е.Б.², Суханова М.А.², Ларионова Ю.О.³,
Устинова В.В.¹, Самсонов А.В.³**

*¹ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; ²ИГГД РАН РАН, Санкт-Петербург;
³ИГЕМ РАН, Москва*

Оценка возраста процессов седиментации в раннедокембрийских эпиконтинентальных рифтогенных бассейнах представляет собой сложную задачу, так как в их разрезах чаще всего отсутствуют не только фауна и реликты первичных минералов, но и надежно датируемые по циркону кислые вулканы. Базальты, формирующие существенный объем разрезов в рифтогенных эпиконтинентальных бассейнах, хотя и рассматриваются как временные маркеры, часто интенсивно изменены, не сохраняют первичных минералов и таким образом непригодны для геохронологических исследований. При этом в осадочных разрезах могут присутствовать комагматичные базальтам гипабиссальные интрузии основного состава, а U-Pb изотопное датирование циркона или бадделеита из них является уникальным шансом для получения надежных возрастных ограничений.

Сегозерская структура Карельского кратона Фенноскандинавского щита - это стратотипический объект для сегозерского горизонта ятулия (2.3-2.1 млрд лет). Здесь в ходе детального изучения ятулийских вулканогенно-осадочных разрезов выделено два стратиграфических уровня базальтовых лав, разделяющих три пачки терригенных осадочных пород ятулия [Соколов и др., 1970, Светов, 1972, Сацук и др., 1988]. В Сегозерской структуре базальты нижнего стратиграфического уровня, разделяющие нижнюю и среднюю терригенные пачки в опорных разрезах в центральной части структуры [Соколов и др., 1970, Светов, 1972], контрастно отличаются по химическому и изотопному составу от базальтов верхнего уровня [Stepanova et al., 2025].

Геохимическими аналогами нижних базальтов являются долериты, скрытые в породах нижней терригенной пачки в северной части Сегозерской структуры. В результате метаморфизма зеленосланцевой фации, которому подвергались все породы в Сегозерской структуре, реликты первичных минералов в базальтах и долеритах не сохранились, а бадделеит частично замещен цирконом.

Более 50 кристаллов бадделеита (бадделеит-цирконовые агрегаты) размером до 150 мкм были выделены с использованием водной

методики [Soderlund, Johansson, 2002] из пробы крупнозернистых долеритов, отобранной на восточном берегу Орчень губы оз. Сегозеро. Зерна бадделеита характеризуется выраженными вторичными изменениями - корродированной поверхностью, отсутствием характерной штриховки на гранях и наличием прозрачных и полупрозрачных оболочек циркона. Для проведения U-Pb ID-TIMS геохронологических исследований была использована уникальная методика “дискретной химической абразии” [Сальникова и др. 2022], позволившая разделить фазы циркона и бадделеита. Оценка U-Pb возраста бадделеита определяет возраст кристаллизации долеритов, равный 2219 ± 9 млн лет, а возраст циркона оболочек позволит определить возраст зеленосланцевого метаморфизма в Сегозерской структуре.

Имеющиеся геологические, геохимические и изотопные данные свидетельствуют о комагматичности силлов с возрастом 2.22 млрд лет в Орчень губе и нижних базальтов в разрезах Глухой губы и Погоста в Сегозерской структуре. Эти базиты являются аналогами дифференцированных силлов с возрастом 2.22 млрд лет, широко распространенных в западной и центральной части Карельского кратона [Hanski et al., 2010, Степанова и др., 2018] и в Беломорской провинции [Stepanova et al., 2022] и являющихся частью крупной магматической провинции. Полученная для долеритов Сегозерской структуры оценка возраста - первое надежное определение возраста кристаллизации пород в этой провинции U-Pb (ID-TIMS) методом по бадделеиту.

Полученные геохронологические данные определяют верхнее возрастное ограничение времени осадконакопления нижней терригенной пачки сегозерского горизонта ятулия и нижнее ограничение времени накопления средней пачки терригенного ятулия в Сегозерской структуре и могут быть использованы для уточнения региональной хроностратиграфической шкалы и оценки возраста изотопных экскурсий палеопротерозоя.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Литература

Соколов В.А. и др. Геология, литология, и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Тр. Ин-та геологии, 1970.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: «Наука». 1972.

Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988.

Stepanova A.V. et al., 2025 (in press) Geochronology and geochemistry of mafic rocks in the Segozero belt, Karelian Craton: age constraints for Jatulian sedimentation and the Lomagundi-Jatulian event in the Fennoscandian Shield.

Soderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2002. (3). P. 1014.

Сальникова Е. Б. и др. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов // *Петрология*. 2022. № 6 (30). С. 596-622.

Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2010. №1. p. 31-62.

Степанова и др., 2018

Stepanova A.V. et al. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *GSL Sp. Pub.* 2021. (518). p. 101-128.

Использование везувиана и граната для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований

**Стифеева М.В.¹, Сальникова Е.Б.¹, Котов А.Б.¹, Гриценко Ю.Д.^{2,3},
Паниковский Т.Л.⁴**

*¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва;
³Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва; ⁴КНЦр РАН,
Апатиты*

Поиск и апробация новых U-Pb минералов-геохронометров представляет собой перспективное направление, способное дать мощный импульс в развитии современной геохронологии. Помимо решения фундаментальных научных задач, это также имеет важное значение для поиска и разведки новых месторождений полезных ископаемых. В настоящее время особое внимание приковано к месторождениям редких и стратегических металлов. Процессы образования значительных запасов руд данного типа зачастую связаны с контактово-реакционными породами - скарнами, грейзенами и родингитами. Одним из характерных минералов метасоматических пород, являющихся маркером контактово-реакционных процессов, является везувиан.

Минералы группы везувиана имеют сложную модулярную структуру и обладают высокой изоморфной ёмкостью ввиду наличия катионных позиций с различной координацией (КЧ 4-10). Один из основных элементов в составе везувиана - Са. Как известно, для U-Pb геохронологических исследований широко используются кальций содержащие минералы (гранат, перовскит, титанит, апатит), в которых механизм вхождения урана обусловлен изоморфным замещением части кальция. Это, в совокупности с данными о высокой устойчивости структуры везувиана в ходе различных процессов в широком диапазоне термодинамических условий, также даёт все основания рассматривать его в качестве U-Pb минерала-геохронометра. Первые результаты изучения потенциала везувиана в качестве источника

геохронологической информации (Жуков и др., 1961; Romer 1992) выявили ряд ограничений для использования U-Pb системы этого минерала. Была установлена возможная метамиктизация структуры везувиана при высоких содержаниях в его составе актиноидов (Жуков и др., 1961). Дополнительные трудности возникли с интерпретацией полученных данных - минералы группы везувиана проявляют высокую изоморфную ёмкость и в отношении свинца (Romer 1992), что требует использования дополнительных методов коррекции при расчёте U-Pb возраста. В ряде случаев везувиан является единственным минералом для получения "прямых" оценок возраста контактово-реакционных и сопряжённых с ними рудогенных процессов, что обуславливает важность проведения новых исследований геохронологического потенциала минералов группы везувиана с использованием современных методических подходов.

Апробация новых минералов-геохронометров как правило осуществляется на геологических объектах с высокой степенью изученности, либо на основании сопоставления полученных данных с результатами, полученными с помощью традиционных геохронометров. В качестве объекта наших исследования были выбраны контактово-реакционные породы Верхнеталнахского интрузива (г. Отдельная) и интрузива Норильск-1 (к-р Угольный), Норильское рудное поле. В число главных породообразующих минералов этих образований входят везувиан и Ca-Fe гранат. Были проведены U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования везувиана и граната из контактово-метасоматических пород массива г. Отдельная и образца граната из минеральной ассоциации метасоматических образований западной части гипербазит-базитового интрузива Норильск-1 (к-р Угольный). Содержание урана в изученном везувиане составляет 2.34-4.14 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pb_c/Pb_t) 0.58-0.59 соответственно. Для везувиана из контактово-реакционных пород массива г. Отдельная рассчитана величина конкордантного возраста 244 ± 1 млн лет (СКВО=0.01). Среднее значение возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) везувиана составляет 244 ± 12 млн лет. Содержание урана в гранате из этой же ассоциации составляет 3.45-3.26 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pb_c/Pb_t) идентична для двух образцов и составляет 0.60. Среднее значение возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) граната составляет 244 ± 1 млн лет (СКВО=0.1) и согласуется с полученным для граната конкордантным возрастом 244 ± 1 млн лет. Гранат из контактово-метасоматических пород западной части гипербазит-базитового интрузива Норильск-1 характеризуется более низким уровнем обыкновенного свинца ($Pb_c/Pb_t = 0.47$), тогда как содержание урана (3.6 мкг/г) сопоставимо со средними значениями для изученных везувиана и граната из метасоматических образований контактовых зон массива г. Отдельная. Для этого

граната получено конкордантное значение возраста 245 ± 1 млн лет (СКВО=0.61).

Полученные данные для граната и везувиана из контактово-реакционных пород г. Отдельная согласуются между собой, а также с возрастом образования граната из контактово-метаморфических ореолов интрузии Норильск-1, и, по-видимому, соответствуют этапу низкотемпературных контактово-метасоматических преобразований на апоскарновой стадии. Результаты проведённых исследований указывают на высокий потенциал везувиана в качестве U-Pb минерала-геохронометра.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (№ 22-17-00211).

Литература

Жуков С.И., Ступникова Н.И., Павленко А.С. (1961) Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского края. Геохимия, 7, 547-560.

Romer R.L. (1992) Vesuvianite - new tool for the U-Pb dating of skarn ore deposits. Mineralogy and Petrology, 46, 331-341.

U-Pb ID TIMS геохронология монацита и ксенотима вулканогенно-осадочных пород Сегозерской структуры (Карельский кратон)

**Суханова М.А.¹, Сальникова Е.Б.¹, Степанова А.В.², Самсонов А.В.³,
Котов А.Б.¹, Галанкина О.Л.¹, Бессмертный К.Н.², Кервинен А.В.²**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; ³ИГЕМ РАН, Москва

Фосфаты (ксенотим (YPO_4) и монацит ($(Ce,La,Nd)PO_4$)), присутствующие в силикокластических метаосадочных породах, могут представлять как детритовый материал, так и формироваться в результате различных геологических процессов (диагенез, низкотемпературный метаморфизм или гидротермальная переработка). При этом химический состав этих минералов является индикатором условий их образования.

Мы представляем первые результаты минералогических, геохимических и геохронологических (U-Pb ID TIMS) исследований фосфатов из метатерригенных пород опорных разрезов ятулия Сегозерской структуры (восточная часть Карельского кратона). Ятулий Сегозерской структуры представлен тремя пачками терригенно-осадочных пород, разделенными двумя потоками базальтов с

возрастом 2.12 млрд лет и 2.20 млрд лет [Силаева и др. 2025, Stepanova et al., 2025].

Минералогические исследования свидетельствуют о том, что монацит из глинистых сланцев нижнего стратиграфического уровня разреза юго-западной части Сегозерской структуры имеет сложное внутреннее строение (ядра и оболочки). Особенности химического состава (более высокие концентрации Th, U в ядрах и более высокие Th/U отношения в оболочках) свидетельствуют о том, что ядра были образованы в ходе магматического или высокотемпературного метаморфического процесса, в то время как оболочки образовались в ходе низкотемпературного метаморфизма и (или) гидротермального процесса [Zi et al., 2023]. Предварительные скрининговые (CHIME) исследования монацита позволили установить, что возраст ядер и оболочек существенно различается: ядра имеют возраст порядка 2527 млн лет, а оболочки - 1705 млн лет. U-Pb ID-TIMS исследования фрагментированных зерен монацита указывают на неоархейский (2620-2660 млн лет) возраст ядер. Вероятно, ядра монацита имеют обломочное происхождение, в то время как оболочки образовались *in situ* в результате наложенных процессов, связанных с региональным метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой или низов зеленосланцевой фации, которому подвергались все породы Сегозерской структуры.

С этим же процессом, вероятно, связано образование однородных зерен монацита 1855 ± 14 млн лет назад в глинистых сланцах нижнего уровня западного фланга Сегозерской структуры.

Конкордантный возраст единичных зерен ксенотима, выделенного с использованием водной методики [Soderlund, Johansson, 2002] из глинистых сланцев этого же стратиграфического уровня в пределах восточного фланга Сегозерской структуры, составляет 1749 ± 6 млн лет. Образование ксенотима может быть связано с интенсивной флюидной переработкой осадочных пород Сегозерской структуры на заключительной стадии тектонической эволюции палеопротерозойского Свекофенского орогена. Следует отметить, что к этому возрастному уровню относится благороднометальное оруденение Онежского рудного района, а также этап золоторудной минерализации орогенного мезотермального типа [Ларионова и др., 2013], широко проявленный в пределах Карельского кратона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ 23-17-00260, геохронологические исследования выполнены на оборудовании ЦКП АИРИС.

Литература

Силаева О.М. и др. Континентальный рифтогенез Карельского кратона в раннем ятулии: литология, геохимия и U-Pb геохронология циркона Сегозерской структуры // СГК. 2025 (в печати)

Stepanova A.V. et al. Geochronology and geochemistry of mafic rocks in the Segozero belt, Karelian Craton: age constraints for Jatulian sedimentation and the Lomagundi-Jatuli event in the Fennoscandian Shield. 2025 (in press)

Zi J.W., Mühling J.R., Rasmussen B. Geochemistry of low-temperature (<350°C) metamorphic and hydrothermal monazite // Earth-Science Reviews. 2023. 104668.

Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. 1-7

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н., Носова А.А. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 2013. 55, 5, 374-396.

Sm-Nd изотопия пород плагиогранит-габбрового кыквомшорского комплекса блока Хараматолоу (Полярный Урал)

**Терехин К.И.¹, Куликова К.В.², Саватенков В.М.³, Удоратина О.В.²,
Соболева А.А.²**

*¹ГБУ РК ТФИ, Сыктывкар; ²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;
³ИГГД РАН, Санкт-Петербург*

Блок Хараматолоу является одним из выступов протоуралид в Западно-Уральской мегазоне на Полярном Урале. Блок имеет треугольную в плане форму, две стороны треугольника ограничены по разломам офиолитовыми Рай-Изским и Войкарским массивами, а северо-западная сторона - серпентинитовым меланжем. Структуры блока имеют не уральское северо-западное простирание. породы представлены интенсивно дислоцированными метаморфитами, выделяемыми в составе среднерифейской хараматолоуской серии и верхнерифейской ивтысьшорской свиты, протолитом которых являются вулканогенно-осадочные толщи. В пределах блока выделяется габбро-плагиогранитовый кыквомшорский комплекс RF3kk), выделенный П.М. Кучериной в 1991 году [Шишкин и др, 2013]. В состав комплекса включаются метаморфизованные интрузивные образования кислого и основного состава, распространенные на территории Хараматолоуского блока. Процессами регионального метаморфизма породы изменены до плагиогнейсов, амфиболитов, сланцев. По единичным цирконам из метаплагиогранитов кыквомшорского комплекса U/Pb методом определен их абсолютный возраст 524 ± 2 млн. лет [Шишкин и др, 2013]. Несмотря на полностью метаморфический парагенезис минералов пород кыквомшорского комплекса, протолитом, согласно дискриминантному анализу [Великославинский и др, 2013], были магматические породы основного и кислого состава.

Согласно классификационному треугольнику Дженсона [Jensen, 1976], точки составов метагабброидов кыквомшорского комплекса попадают в поле высокомагнезиальных толеитовых базальтов. Метагранитоиды относятся к семейству плагиогранитов [O'Connor, 1965]. На вариационной диаграмме V- Ti/1000, составы метагабброидов выстраиваются вдоль линии низко титанистых бонинитов [Shervais, 1982]; на различных графиках для реконструкции геодинамических обстановок точки составов ложатся в области островных дуг [Pearce, 1982; Wood, 1980].

Метагранитоиды и метагабброиды характеризуются низкими суммарными концентрациями РЗЭ (суммы от 12.65 до 31.29 г/т). Метагранитоиды отличаются практически недифференцированным хондритовым характером распределения РЗЭ с отрицательной Eu-аномалией ($La/Yb = 0.74-1.06$, $Eu^* = 0.21-0.37$), а спектры распределения метагабброидов имеют слабо дифференцированный характер ($La/Yb = 3.1-3.6$, $Eu^* = 0.51-1.57$).

Для пород кыквомшорского комплекса выполнены Sm-Nd изотопные исследования изотопного состава (см. таблицу). Исследования проведены в ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург. Первичные изотопные характеристики Nd в метагранитоидах и метагабброидах, рассчитанные на возраст 524 млн. лет, проявляют сходство между собой и указывают на доминирующую роль источника деплетированной мантии, характерную для энсиматических островодужных обстановок.

Согласно схеме эволюции Полярного Урала, предложенной в работе Д.Н. Ремизова [Ремизов, 2004], начало субдукционных процессов и заложение энсиматической островной дуги происходило в период 530-500 млн. лет. Исследования химизма и изотопии метагранитоидов и метагабброидов кыквомшорского комплекса (бонинитовый тренд) подтверждают энсиматический характер островодужной системы.

№ п/п	Проба	[Sm], мкг/г	[Nd], мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2 \sigma$	$\epsilon\text{Nd} (524)$	T_{DM2}
1	U 6/21	2.19	7.10	0.1869	0.512965	3	7.0	677
2	U 7/21	1.30	4.09	0.1927	0.512991	4	7.2	668
3	S22/21	0.81	3.08	0.1587	0.512907	7	7.8	614
4	U26/21	1.05	4.01	0.1576	0.512861	5	7.0	683

Примечание: 1,2 - метагранитоиды; 3,4 - метагабброиды.

Литература

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310-313.

Ремизов Д. Н. Островодужная система полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 221 с.

Шишкин М.А., Малых О.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 листа Q-41-XI (второе издание). - М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, ЗАО «МИРЕКО».

Ivanov A.V. Deep-level geodynamics: boundaries of the process according to geochemic and petrologic data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 1. P. 87-102.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subbalkalic volcanic rocks. *Ontario Division Mines Misc. Pap.*, 1976, v. 66, 22 p

O'Connor J.I. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, *U.S. Geol. Surv. Prof. Rep.*, 525B, 1965

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Ed. R.S. Thorpe // *Andesites*. Wiley, Chichester, 1982. P. 525-548

Shervais J. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101-118

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11-30.

Термохронология Калба-Нарымского батолита и Иртышской зоны деформаций (Алтайская аккреционно-коллизийная система)

**Травин А.В.¹, Буслов М.М.¹, Мурзинцев Н.Г.¹, Коробкин В.В.²,
Котлер П.Д.¹, Зиндобрый В.Д.¹**

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²КБТУ, Алма-Ата, Казахстан

Иртышская зона сдвига (ИЗС), считающаяся крупнейшим трансрегиональным тектоническим сдвигом в Центральной Азии, представляет собой одну из основных геологических особенностей позднепалеозойской Алтайской аккреционно-коллизийной системы в Восточном Казахстане. Несмотря на то, что основные этапы геодинамической эволюции ИЗС и прилегающих к ней Рудно-Алтайского и Калба-Нарымского террейнов в целом определены [сводка - 1], до сих пор существуют различные интерпретации эволюции кинематики деформаций ИЗС, в частности, соотношения сдвиговой и надвиговой компонент. Среди нерешенных остаются вопросы о роли ИЗС в формировании прилегающего к ней с юго-запада позднепалеозойского Калба-Нарымского батолита (рис. 1), а также - о влиянии деформаций ИЗС на динамику постмагматической эксгумации гранитоидных пород.

Настоящая работа [1] основывается на результатах реконструкции термической истории (U/Pb - циркон; ⁴⁰Ar-³⁹Ar - мусковит, биотит, полевой шпат; трековый метод - апатит) Калба-Нарымского батолита в сопоставлении с разломной тектоникой ИЗС и эволюцией расположенного в пределах ИЗС Чечекского гранито-гнейсового блока высоко метаморфизованных пород.

При изучении эродированных коллизионных систем вид термической истории пород может служить индикатором проявления сдвиговых или надвиговых процессов. Структуры покровов, характеризуются большей вертикальной компонентой перемещения при проявлении надвиговых процессов, и, как следствие, более высокой скоростью охлаждения на термической кривой. Для зон сдвиговых деформаций преобладающей компонентой перемещения является горизонтальная, поэтому логично ожидать, что скорость подъема к земной поверхности (охлаждения) в процессе деформаций будет не такой высокой. Таким образом, системы горных пород покровного и сдвигового типа должны характеризоваться разной скоростью денудации.

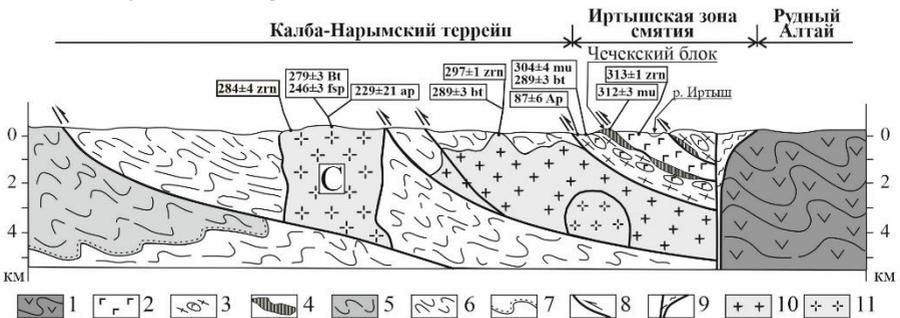


Рис. 1. Схематический разрез Калба-Нарымского террейна и ИЗС [1]. 1 - вулканогенно-осадочные породы Рудно-Алтайского террейна (S2-C1); 2 - габбро иртышского комплекса; 3 - зеленокаменные ритмично слоистые породы кыстав-курчумской свиты (D3-C1); 4 - метаморфические породы вокруг габбро (в основном гранит-гнейсы и сланцы по осадочным породам); 5 - флишиоидно-граувакковые отложения даланкарской свиты; 6 - ритмично слоистые породы такырской свиты (D3-C1); 7 - стратиграфический контакт; 8 - зоны надвигов; 9 - зона главного сдвига, заполненная зелеными сланцами; 10 - калбинский гранодиорит-гранитный комплекс; 11 - монастырский гранит-лейкогранитный комплекс. Буквой С обозначен Себинский массив.

Полученные нами и опубликованные геологические, геохронологические данные [1] позволили установить последовательность формирования калба-нарымского гранитоидного батолита и связать ее с эволюцией Иртышской зоны сдвига (ИЗС). Выявлено, что в позднем каменноугольном периоде - ранней перми (312-289 млн лет назад), в условиях северо-западного сжатия, ИЗС сформировалась как пологая надвиговая система, в которую внедрились габбро иртышского комплекса (Суровский массив и др., рис. 1). Совместное проявление магматических и тектонических процессов привело к образованию тектонического меланжа с катакластическими габбро и метаморфическими породами структуры Чечекского метаморфического купола (312-289 млн лет). Сжатие привело к образованию покровно-надвиговой структуры. Утолщение земной коры под действием вероятного термического воздействия Таримского

плюма привело к образованию раннепермского калба-нарымского батолита (297-284 млн лет) в пределах Калба-Нарымского террейна. Динамика закрытия изотопных систем минералов Себинского массива монастырского комплекса (рис. 2) свидетельствует о том, что денудация орогена произошла до начала раннего триаса (280-229 млн лет назад).

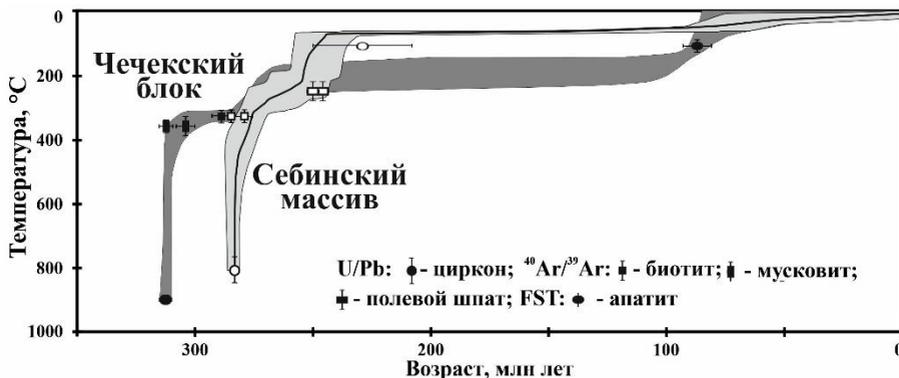


Рис. 2. Термическая история Чечекского блока высоко метаморфизованных пород и Себинского массива монастырского комплекса.

Таким образом, в отличие от преобладающих в настоящее время представлений о значительной роли сдвиговой тектоники, надвиговые и покровно-надвиговые процессы играли ключевую роль почти на всех этапах формирования и эволюции Алтайской аккреционно-коллизийной системы.

Исследование поддержано Российским научным фондом (грант № 22-17-00038) и выполнено по государственному заданию Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева (проекты № 122041400057-2 и № 22041400071-5) и Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан (программа IRN BR21882301).

Литература

Travin A.V. et al., 2025, Minerals, 15, 243, DOI: 10.3390/min15030243.

Комплексные редкоземельно-редкометалльные руды (Бол. Турупья, Северный Урал): U-Th-Pb данные

Удоротина О.В.¹, Вирюс А.А.², Козырева И.В.¹

¹ИГ Коми ФИЦ НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ИЭМ РАН, Черноголовка

Монацит наряду с цирконом, колумбитом, фергусонитом, пироксеном, бастнезитом, гентгельвином, эвклазом, фенацитом слагает тонкодисперсные руды (Be-Nb-Ta-Zr-REE) Большетурупьянского проявления на Северном Урале.

Комплекс рудных минералов приурочен к маломощным слюдястым прожилкам, развитым в слюдясто-карбонат-кварц-альбитовых сланцах выходящий на поверхность в верховьях р. Бол. Турупья и Мал. Туяхланья. Рудоносные зоны приурочены к надвигу, разделяющему мороинскую (RF_3m) и саблегорскую ($RF_3-V_1sb_2$) свиты, вдоль которого образовались узкие тектонические пластины палеозойских пород, представленных отложениями хомасьинской свиты ($O_{1-2}hm$). Согласно [Геологическая..., 2018] рудоносные породы проявления локализованы полностью в поле саблегорских отложений.

Рудоносная полоса шириной около 650 м простирается в меридиональном направлении более чем на 6 км. На проявлении выявлено семь пластообразных зон, локализующихся в ядрах антиклинальных складок высоких порядков. Рудные тела представлены интенсивно альбитизированными породами, образовавшимися по вмещающим их слюдяно-полевошпат-кварцевым сланцам. Реконструируется первичная вулканогенно-осадочная природа отложений и их метаморфизм в хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Установлен возраст риолитов саблегорской свиты развитых здесь 636 млн лет U-Pb (SHRIMP-II) методом по единичным цирконам [Душин, 2007, Геологическая..., 2018].

Слюдистые прожилки (мощностью первые десятки мкм до 300 мкм) насыщены тонкими (первые мкм) «струйными», «нитевидными» выделениями циркона и изометричной, неправильной формы зернами колумбита, на отдельных участках наблюдаются зонки, обогащенные бастнезитом и монацитом.

Размер кристаллов монацита от первых мкм до 100 мкм, форма клиновидная в хорошо сформированных кристаллах, чаще неправильная. Видимой зональности в кристаллах и зернах не наблюдается. По своему химическому составу монацит (данные микрозондового анализа, мас.%, %) является цериевым ($Ce_2O_3 > La_2O_3$): Ce_2O_3 - до 35, отмечаются содержания La_2O_3 до 13 и Nd_2O_3 до 13, содержания ThO_2 находятся на уровне 1.7.

Формирование руд связывается с проявлением натрового метасоматоза в породах, а также карбонатизацией и окварцеванием. Форма выделения рудных минералов, их мелкодисперсность, формирование струйчатых, нитевидных выделений рудных минералов в рудосодержащих прожилках (исключительно слюдистого состава) свидетельствуют о быстрой кристаллизации редкоземельно-редкометалльной ассоциации в резко неравновесной среде.

Время формирования рудосодержащих слюдистых прожилков, установленное Ar-Ag методом по мусковит-фенгиту с небольшой долей ферроалюминоселадонитового минала, составило 332.0 ± 2.2 млн лет [Рудообразующие..., 2013].

Нами исследованы монациты из этих же прожилков. По результатам электронно-зондового рентгеноспектрального определения содержаний ThO_2 , UO_2 , PbO в девяти зернах, методом CHIME установлен возраст 384 ± 95 млн лет. С учетом погрешности полученный возраст монацитов коррелирует с возрастом рудовмещающей слюды (Ar-Ag метод).

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 216 с.

Душин В.А. Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сб. научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 121-134.

Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений», Материалы Всеросс. конф. (с межд. участием) посвящ. акад. Н.А.Шило (1913-2008). Москва: (ИГЕМ) РАН, 2013. С. 171.

Редкометалльно-редкоземельные трахириолиты экзоконтакта массива Ильяз (Северный Урал): U-Pb (SIMS) данные

Удоратина О.В., Вовчина Т.А., Шуйский А.С.

ИГ Коми ФИЦ НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Кислые вулканы широко распространены в обрамлении гранитоидных массивов Маньхамбо и Ильяз на Северном Урале. В северной и северо-восточной части массива Ильяз (501 млн лет) гранитоиды контактируют с вулканидами саблегорской (669-550 млн лет) и лаптопайской (515 млн лет) свит. Граниты прорывают и термально воздействуют на вулканиды саблегорской свиты, контакт с вулканидами лаптопайской свиты тектонический. В составе гранитного массива Ильяз также известны более поздние прорывающие гранитоиды

образования - умереннощелочные лейкограниты рассматриваемые в составе поньинского комплекса монцогаббро-монцонитового гипабиссального комплекса (342 млн лет) [Государственная..., 2018].

Нами по материалам коллекции А.В.Калиновского проведены минералого-петрографические, петро-геохимические и изотопно-геохронологические исследования пород субвулканической фации, прослеженные в зоне экзоконтакта массива Ильязиз. Вулканыты опробованы в северо-восточной части массива Ильязиз, где развиты породы трех типов: 1) вулканыты лаптопайского комплекса, 2) гранитоиды Ильязизского массива, 3) лейкограниты поньинского комплекса. Контакты гранитоидов с вулканытами - тектонический, лейкогранитов с гранитоидами интрузивные. А.В. Калиновским зафиксирован в элювиальной глыбе (обр.217-2) интрузивный контакт между гранитоидами и субвулканическими трахириолитами [Редкометалльные..., 1990, с. 12].

Опробованные вулканыты белого, светло-серого цвета, массивные, порфиоровые. Породы обильно порфиоровые (до 40 об., % вкрапленников). Вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом, реже отмечается калиевый полевой шпат, либо плагиоклаз-калишпатовые вкрапленники. В единичных образцах наблюдается обрастание калиевым полевым шпатом вкрапленников кварца или альбита. Матрикс кварц-полевошпатовый с гранофировой, псевдосферолитовой микроструктурами. На отдельных участках наблюдаются гранофировые микроструктуры, а также стекло. Из темноцветных минералов отмечается мусковит (до 3 об., %) и ед. пироксен (эгириин). Акцессорные минералы: клиноцоизит, титанит, циркон, F-апатит, торит, рутил, Mn содержащий ильменит, Ti-магнетит, магнетит. Акцессорный комплекс редких и редкоземельных минералов представлен минералами: Nb-рутил, алланит, монацит (Ce), ксенотим, эвксенит (Y), кейвит (Y). Породы перекристаллизованы и изменены не выше зеленосланцевой фации, в породах не наблюдается катаклаз, отсутствуют какие-либо широко проявленные метасоматические изменения (как например альбитизация, микроклинизация, окварцевание, грейзенизация). К метасоматическим преобразованиям можно отнести каймы обрастания КПШ, появление эгирина и пиррофанита в породе, а также возможно комплекс рудных акцессориев.

Трахириолиты - кислые вулканические породы, умереннощелочные (калиево-натриевые). Содержания (мас., %) SiO_2 (76-77), Al_2O_3 (12-13), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (8.5-8.7), TiO_2 (0.01-0.3). В породах варьирует содержание РЗЭ (49-194 г/т), спектры распределения РЗЭ показывают небольшое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - 1.3-4.7, наблюдается четко проявленный Eu минимум (Eu/Eu^* - 0.3-2.1). Мультидиаграммы нормированные на примитивную мантию демонстрируют преобладание крупнокатионных элементов над высокозарядными, характерны

максимумы Rb, Th, U, Ta, Pb, MREE и минимумы Ba, Nb, LREE, P, Ti. На диаграммах используемых для реконструкции геодинамических условий формирования точки составов занимают поля постколлизийных, внутриплитных образований.

Определения возраста проведены U-Pb методом по единичным кристаллам циркона в Стэнфордском Университете, США, (SHRIMP RG). Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона получены там же. Цирконы мелкие (до 100 мкм), прозрачные светло желтые, $K_u=1:2$, с хорошо развитыми гранями призмы и пирамиды. В породе наблюдается два вида цирконов: 1) кристаллы с четко выраженными гранями призмы и пирамиды и хорошо проявленной осцилляционной зональностью, 2) кристаллы также с хорошо выраженными гранями призмы и пирамиды, но серые в катодолюминесцентных изображениях (CL) с проявленной точечной (по типу шахматной доски) зональностью. Выделенные кристаллы циркона по данным микрозондового анализа также отличаются 1) имеют гладкую поверхность в BSE, зональные, 2) «ажурные», «сетчатые», «пористые».

Был определен U-Pb возраст, для 4 кристаллов циркона получено 5 значений возраста 1) 522 ± 8 млн лет 2) от 412 до 324 млн лет. Для циркона 1 типа содержания U 290 г/т и Th 405 /т, (Th/U 1.44, >0.5). Для цирконов 2 типа выявлена высокая дискордантность, характерны высокие содержания U до 1843 г/т и Th до 611 /т, (Th/U 0.22-0.49, <0.5). Все цирконы показывают потерю радиогенного свинца, верхнее пересечение 619 ± 55 млн лет (СКВО=0.54). В спектрах распределения РЗЭ в цирконах обнаруживаются вариации по содержанию La, на диаграммах ($Sm_{N}/La_{N}-La$) точки составов попадают в поля гидротермальных цирконов. Оценки температуры кристаллизации, рассчитываемые по содержанию Ti в цирконе: цирконы 1 типа - 883 °С, для цирконов 2 типа некорректны из-за высокого содержания в них железа (520-980 г/т).

Установлено, что субвулканическое тело, вскрытое в восточном экзоконтакте гранитоидного массива Ильяз слагают трахириолиты. Субвулканические обильнопорфировые трахириолиты формировались во внутриплитной обстановке. В породах обнаружена специфическая редкометалльно-редкоземельная минерализация, представленная комплексом минералов Nb, LREE, HREE и Y.

Возраст пород. Установленный возраст цирконов (цирконы 1 типа: 522 ± 8 , нижний кембрий) отражает время кристаллизации трахириолитов лаптопайской свиты, более молодые возраста (цирконы 2 типа: 412 до 324 млн лет, конкордантный по $n=2$, 363 ± 10 млн лет, СКВО 1.43) указывают на нарушенность U-Pb изотопной системы во время внедрения пород поньинского комплекса.

Формирование редкометалльно-редкоземельной минерализации. Отсутствие катаклаза и проявления каких-либо метасоматических

процессов в трахириолитах позволяет рассматривать время формирования редкометалльных минералов сингенетичным субвулканитам (нижнекембрийское), с другой стороны, возможно, их формирование или перераспределение под воздействием внедрения пород поньинского щелочного комплекса в нижнекаменноугольное время.

Недостаточно данных, необходимо продолжить исследования.

Литература

Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 2. С. 180-191.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. 216 с.

Редкометалльные комплексы Маньхамбовского металлогенического района на Северном Урале. Серия препринтов «Научные доклады». 1990. Вып. 228. 24 с.

Высокоурановый низкоториевый циркон метаморфических пород: происхождение, примеры U-Pb изотопных исследований (Волго-Уралия, Восточно-Европейская платформа)

**Федотова А.А.¹, Аносова М.О.¹, Астраханцев О.В.¹, Постников А.В.²,
Кирнозова Т.И.¹, Сабиров И.А.², Сомсикова А.В.^{1,3}, Фугзан М.М.¹**

¹ГЕОХИ РАН, Москва; ²РГУ нефти и газа НИУ им.И.М. Губкина, Москва;
³ГИН РАН, Москва

Сложное строение акцессорного циркона метаморфических пород хорошо известно. При геохронологическом изучении циркона таких пород U-Pb изотопным методом важно найти способы провести параллели между зонами метаморфического циркона и парагенезисами одновозрастных пороодообразующих минералов, если они сохранились.

Самостоятельные зоны, как правило, оболочки, а также одновозрастные им однофазные кристаллы циркона могут отличаться высокими, выше 800 (часто выше 1000) мкг/г, содержаниями U и очень низкими значениями Th/U. Зоны (домены) и зерна циркона рассматриваемого геохимического типа формируются при метаморфизме как первично магматических, так и первично осадочных пород. Эти зерна и домены кристаллов легко отличить, они обычно оказываются темными при катодолюминесцентном исследовании.

Высокоурановый циркон постгранулитовой стадии с низкими (≤ 0.2) и очень низкими значениями Th/U (≤ 0.02) характерен для заключительного регрессивного этапа эволюции гранулитовых поясов

разного возраста [Каулина, 2010]. За высокотемпературным метаморфизмом может следовать процесс взаимодействия минерал-флюид, происходящий при температурах, значительно более низких, чем у высокотемпературного события [Harley et al., 2007]. Вместе с тем, показано, что циркон рассматриваемого типа может быть сформирован раньше, чем циркон гранулитовой стадии [Сомсикова и др., 2022].

Причиной фракционирования урана и резкого повышения содержания элемента в цирконе становится мобильность урана при высокой активности водосодержащего флюида. Торию не свойственна подобная мобильность.

Волго-Уральский сегмент фундамента платформы полностью перекрыт осадочным чехлом, структура и вещественный состав раннедокембрийских комплексов изучены по геофизическим данным и материалам бурения [Богданова, 1986; Доплатформенные ..., 1992; Геология ... 2003; Bogdanova et al., 2016; Застрожнова и др., 2021].

Акцессорный циркон биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов и биотит-гранат-кордиеритовых кристаллических сланцев Елабужской зоны деформаций перекристаллизован, соответственно, 1988 ± 6 и 1946 ± 5 млн лет назад при метаморфизме архейских первично осадочных пород; сформированы высокоурановые домены зерен циркона [Федотова и др., 2019]. Выявлены низкие Th/U отношения (0.1-0.01) при высоких (850-1940 мкг/г) содержаниях урана и низких (<60 мкг/г) - тория. Нами рассмотрены два варианта объяснения природы высокоурановых зон циркона: мобильность урана при высокой активности водосодержащего флюида или перекристаллизация циркона в присутствии минерала-концентратора тория.

Камско-Вятская линейно-складчатая зона Волго-Урала расположена к северу от Елабужской зоны деформаций. Для изотопно-геохронологического исследования выбраны типичные, вместе с тем, наименее разгнейсованные эндербиты отраденской серии, широко распространенной на западе и юго-западе Камско-Вятской зоны. Результаты изучения методом LA ICP-MS циркона эндербитов подтвердили предполагавшуюся ранее на основании геологической ситуации и детального петрографического изучения пород сложную многостадийную историю гранулитов региона. Высокоурановый с низкими (0.1 до 0.01) величинами Th/U циркон слабаразгнейсованных эндербитов сформирован после мезоархейских высокотемпературных процессов и неоархейского эпизода гранулитового метаморфизма. Рассматриваемый тип циркона связан с поздней стадией перекристаллизации мезоархейских пород при высокой активности водосодержащего флюида не ранее чем 2.75 и не позднее, чем 2.60 млрд лет назад [Аносова и др., 2025].

Таким образом, для циркона метаморфических пород высокие (выше 800, часто выше 1000 мкг/г) содержания урана при $Th/U \leq 0.2$, до 0.02 и

ниже, показательны. Вероятно, что зоны или/и кристаллы циркона с такими характеристиками одновозрастны амфиболсодержащим минеральным парагенезисам. Рассматриваемый циркон резко отличается от обедненного элементами-примесями, в том числе U и Th, циркона гранулитов и от циркона магматических пород [Каулина, 2010; Щипанский и др., 2012].

U-Pb изотопно-геохронологическое исследование циркона с высокими содержаниями урана представляет чрезвычайно сложную, но разрешимую задачу [Бибикова, 1986; Каулина, 2010; Иванова и др., 2021; Kirkland et al., 2023]. Изучая полигенетические породы важно анализировать все геохимические разновидности циркона, включая высокоурановые. Для будущего изотопно-геохронологического изучения полиметаморфических пород по циркону можно предложить выбирать серии образцов, в каждом из которых лучшей сохранностью пользуется один из разновозрастных минеральных парагенезисов.

Исследование выполнено в соответствии с темой Госзадания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН.

Литература

- Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В. и др. 2025. Геохимия, 70. № 1.
- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 179 с.
- Богданова С.В. Земная кора русской плиты в раннем докембрии. Труды ГИН АН СССР. 408. М.: Наука, 1986. С. 224.
- Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. 2003. 402 с.
- Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Князев В.С., Лапинская Т.А. (ред.). М.: Недра. 1992. 309 с.
- Застрожнова О. И., Орлова Т. Б., Застрожнов А. С. и др. Гос. геол. карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Сер. Центрально-Европейская. Лист N-39 - Казань-Самара. Об. зап. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2021. 467 с. + 15 вкл.
- Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., и др. 2021. Петрология, 29. № 6. С. 656-667.
- Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.
- Сомсикова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А. и др., 2022. Геохимия, 67. №10. С. 903-920.
- Федотова А.А., Богданова С.В., Клаэссон С. и др. 2019. Докл. Академии наук, 488, № 3. С. 307-312.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И., 2012. Геология и геофизика, 53. № 3. С. 341-364.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R. and Garetsky R.G. EUROPE | East European Craton. In: Scott, E. (Editor), Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 2016. doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X
- Harley S.L., Kelly N.M. and Möller A. 2007. Elements. Vol. 3. P. 25-30.
- Kirkland et al. 2023. Geochem. Persp. Let. 27, P. 38-42.

Оценка возможностей применения Rb-Sr метода датирования к породам и минералам Маймеча-Котуйской провинции (Сибирь): данные по массиву Немакит

Цховребова А.Р., Костицын Ю.А., Крыловецкая С.М.

ГЕОХИ РАН, Москва

Самая крупная в мире щелочно-ультраосновная Маймеча-Котуйская провинция находится на северо-востоке Сибирской платформы и включает более сорока щелочно-карбонатитовых массивов. За последние десятилетия возраст магматизма провинции активно изучался разными изотопными методами. Наиболее надёжные возрастные оценки получены по U-Pb изотопной системе, и большинство из них относится к породам Гулинского комплекса: по бадделеиту из карбонатитов определён возраст 250.2 ± 0.3 млн лет [1], для щелочных пород – 250 ± 9 млн лет [2]. Согласно работе [3], возраст торинита составляет 250.1 ± 2.9 млн лет, бадделеита – 250.8 ± 1.2 млн лет. U-Pb изотопные данные по перовскиту из северного карбонатитового штока и якупирангита дают согласованные значения 250.4 ± 1.1 и 250 ± 1 млн лет [4]. Для интрузива Кугда также получено значение возраста по U-Pb изотопным данным: $T = 257 \pm 6$ млн лет по титаномагнетиту и перовскиту [5].

В то же время геохронологические исследования по Rb-Sr изотопной системе ограничены и нередко основаны на двухточечных «изохронах», наклон которых определяется одной точкой с высоким отношением Rb/Sr. Такие схемы чувствительны к нарушениям замкнутости изотопной Rb-Sr изотопной системы, особенно в породах и минералах, подверженных постмагматическим изменениям. В статье [6] возраст 258.0 ± 0.6 млн лет для карбонатита массива Одихинча получен при высоком значении среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО = 58). Похожая ситуация зафиксирована и для массива Маган (247 ± 7 млн лет) [6]. Предпринимались попытки [7] определить возраст карбонатита массива Одихинча по нескольким десяткам кристаллов флогопита и кальциту. Несмотря на то, что полученный возраст (245 ± 3 млн лет) близок к другим оценкам магматизма провинции, величина СКВО составила 22, что указывает на нарушение замкнутости Rb-Sr изотопной системы и не позволяет считать полученное значение возраста надёжным. При том изотопная неравновесность наблюдалась как для зёрен флогопита, так и для зёрен кальцита.

Надёжные геохронологические данные, полученные Rb-Sr методом для пород Маймеча-Котуйской провинции, в настоящее время отсутствуют. В рамках настоящей работы мы предприняли еще одну

попытку определить возраст турьяита из массива Немакит Rb-Sr методом. Мы проанализировали породу в целом и её минеральные фракции: зёрна пироксена, мелилита, флогопита. Полученные результаты вновь свидетельствуют о нарушении замкнутости Rb-Sr изотопной системы (рис. 1а): значение СКВО=103, $T=250.4\pm 2$ млн.лет. График остатков (рис. 1б) демонстрирует хаотичное отклонение аналитических точек от линии наилучшего соответствия.

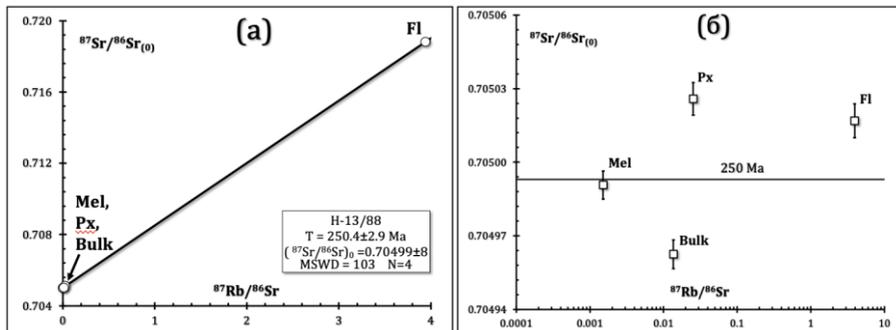


Рис.1. Изохронная диаграмма (а) для турьяита Н-13/88 по отдельным минеральным фракциям пироксена, флогопита и мелилита и по породе. График остатков (б) по полученным данным.

Подобный избыточный разброс точек относительно изохроны, зафиксированный даже для минералов с высоким содержанием Sr и низким $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношением (мелилит и пироксен), скорее всего, отражает изотопную гетерогенность материнского расплава.

Полученные результаты указывают на то, что применение Rb-Sr изотопной системы для определения возраста пород Маймеча-Котуйской провинции существенно ограничено. Это подчёркивает необходимость осторожной интерпретации аналогичных данных и необходимость альтернативных методов датирования для контроля получаемых значений возраста.

Исследование выполнено по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Kamo S.L. et al. Earth and Planetary Science Letters. V. 214. № 1-2, 2003. P. 75-91.
2. Kogarko L.N., Zartman R.E. Mineralogy and Petrology. V. 89. № 1, 2007. P. 113-132.
3. Reguir E.P. et al. Mineralogical Magazine. V. 85. № 4, 2021. P. 469-483.
4. Малич К.Н. и др. Доклады Академии наук. Т. 464. № 4, 2015. С. 464-467.
5. Аносова М.О. и др. Геохимия. Т. 64. № 12, 2019. С. 1269-1273.
6. Bagdasaryan T.E. et al. Tectonophysics. V. 836, 2022. 229-385.
7. Костицын Ю.А. и др. Геохимия. Т. 68. № 12, 2023. С. 1219-1240

Новые данные о SIMS SHRIMP U-Pb возрастах циркона из рудного горизонта 330 интрузии Сопча и оливинового горизонта интрузии Нюд (Мончеплутон, Кольский регион): свидетельства дополнительных инъекций магм

Чащин В.В.¹, Сергеев С.А.²

¹ГИ КНЦ РАН, Апатиты; ²ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург

Палеопротерозойский, с возрастом около 2.5 млрд лет, рудоносный расслоенный Мончеплутон залегает на архейском гранитоидном фундаменте и перекрывается метавулканидами Имандра-Варзугской рифтогенной структуры. Его становление связано с палеопротерозойской активизацией долгоживущего мантийного плюма. Длительное время считалось, что образование Мончеплутона является результатом одноактного внедрения мафит-ультрамафитовой магмы [Елисеев, 1953; Козлов, 1973]. Позднее было отмечено [Смолюкин и др., 2004], что закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в разрезе Мончеплутона, характерная для расслоенных интрузий, в ряде случаев нарушается. Об этом, в частности, свидетельствует присутствие тонкорасслоенного рудного горизонта 330 (РГ330) среди ортопироксенитов верхней части разреза интрузии Сопча, а также залегание оливинового горизонта среди безоливиновых норитов интрузии Нюд. Эти примеры нарушения закономерного строения Мончеплутона могут быть обусловлены поступлением дополнительных порций магмы. Для подтверждения этого предположения нами было выполнено U-Pb датирование локальным SIMS SHRIMP методом по циркону из оливиновых ортопироксенитов оливинового горизонта интрузии Нюд и крупнозернистых ортопироксенитов РГ330 интрузии Сопча.

Оливиновый горизонт Нюда является силлоподобным телом мощностью 100–150 м и протяженностью около 5 км, залегающим между меланократовыми и мезократовыми норитами. Верхний контакт оливинового горизонта магматический и маркируется маломощным, прерывистым прослоем пироксен-плагиоклазовых роговиков. Породы оливинового горизонта варьируют по составу от меланократовых норитов до ортопироксенитов с переменным содержанием оливина, количество которого изменяется от редких зерен до 30 об. %. С оливиновым горизонтом ассоциируют вкрапленные ЭПГ-Cu-Ni руды верхнего и нижнего рифов мощностью около 10 м [Чащин, Иванченко, 2022].

Из пород оливинового горизонта выделено 24 кристалла циркона. По морфологии, геохимическим и изотопным параметрам изученные цирконы были разделены на 2 популяции. Первая популяция включает 8 зерен циркона короткопризматической формы размером от 150×100 до 275×175 мкм, которые характеризуются наличием тонкой осцилляторной зональности при отсутствии видимых ядер и оболочек. По этой популяции циркона получен конкордантный возраст 2484.3 ± 5.6 млн лет (рис. 1а), который интерпретируется как время магматической кристаллизации циркона и, соответственно, ортопироксенитов оливинового горизонта интрузии Нюд [Chashchin, Sergeev, 2023].

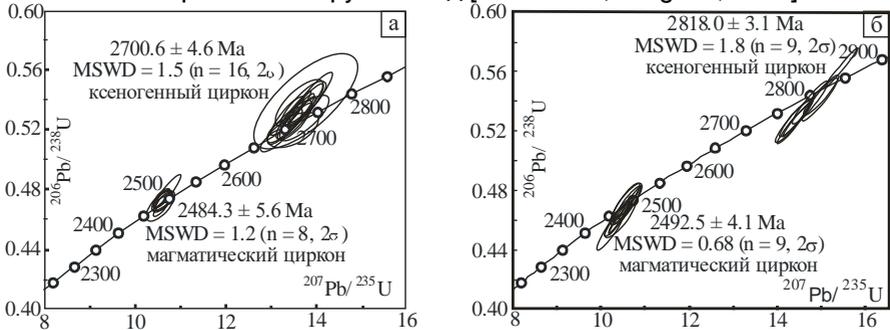


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для магматического и ксногенного циркона из оливиновых ортопироксенитов интрузии Нюд (а) и ортопироксенитов РГ330 интрузии Сопча (б)

Вторая популяция циркона включает 16 зерен циркона призматической формы, иногда с сохранившимися кристаллографическими формами размером от 80×60 до 200×125 мкм. Для этой популяции циркона получен конкордантный возраст равный 2700.6 ± 4.6 млн лет (рис. 1а), который свидетельствует о том, что данные цирконы являются ксногенными, источником которых, вероятно, послужили породы архейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса [Chashchin, Sergeev, 2023].

РГ330 представляет собой пологозалегающее тело пластовой формы мощностью 5-6 м, в отдельных раздувах до 13 м, прослеженное по данным бурения по всему периметру интрузии Сопча на расстояние 3300 м при ширине 1200 м. В основании разреза РГ330 имеется магматическая брекчия, представленная обломками дунитов и гарцбургитов во вмещающих оливиновых ортопироксенитах. Разрез РГ330 (снизу-вверх) представлен дунитами мощностью около 1 м, гарцбургитами мощностью около 2 м и ортопироксенитами мощностью 2-3 м. С породами РГ330 ассоциирует ЭПГ-Cu-Ni месторождение, представленное вкрапленной сульфидной минерализацией [Чашин, Иванченко, 2022].

Из ортопироксенитов РГ330 выделено 15 зерен циркона, по которым выполнено 18 локальных U-Pb изотопных анализов. Изученные цирконы по изотопным параметрам разделены на 2 популяции. Первая популяция включает 8 зерен циркона короткопризматической формы размером от 90×60 до 230×140 мкм, а также овальной и округлой формы размером 90×45 и 90×90 мкм. Большинство зерен магматического циркона по CL-характеристикам имеют неоднородное внутреннее строение и состоят из 2-3 доменов, различающихся по яркости CL-изображения. По этой популяции циркона получен конкордантный U-Pb возраст равный 2492.5 ± 4.1 млн лет, MSWD=0.68 ($n = 9, 2\sigma$) (рис. 16), который интерпретируется как время магматической кристаллизации циркона и, соответственно, пород РГ330.

Вторая популяция циркона включает 7 зерен циркона, которые представлены кристаллами длиннопризматической формы, иногда с хорошо сохранившимися кристаллографическими очертаниями размером от 90×45 до 200×80 мкм. Большинство цирконов этой популяции по CL-изображениям характеризуются наличием тонкой осцилляторной зональности. По этой популяции циркона получен конкордантный U-Pb возраст равный 2818.0 ± 3.1 млн лет, MSWD=1.8 ($n = 9, 2\sigma$) (рис. 16). Этот возраст позволяет рассматривать циркон второй популяции в качестве ксеногенного, извлеченного из пород архейского гранитоидного фундамента, поскольку он близок возрасту архейских гранитоидов из основания Печенгской структуры, который составляет около 2830 млн лет (Чен и др., 1998). Таким образом, полученные результаты U-Pb датирования пород оливинового горизонта Ньюда и РГ330 Сопчи не противоречат представлению о более позднем внедрении этих пород относительно основного объема Мончеплутона.

Литература

- Елисеев Н.А. Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. 1953. С. 15–40.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. 1973. 288 с.
- Смолькин В.Ф. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. 2004. Ч. 1. С. 36–74.
- Chashchin V., Sergeev S. // Geosciences. 2023. 13.
- Chashchin V. V., Savchenko Ye. E., Sergeev S. A. // Mineralogy and Petrology. 2025.
- Чен Я.Д. и др. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. 1998. С. 59–70.
- Чашин В.В., Иванченко В.Н. // Геология и геофизика. 2022. С. 622–650.

Sm-Nd и Rb-Sr систематика флюорита и его использование для Sm-Nd датирования гидротермальной минерализации

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Ларионова Ю.О., Алешин А.П.,
Гольцман Ю.В.

ИГЕМ РАН, Москва

В настоящей работе на примере изучения флюорита из Стрельцовского урановорудного поля (СРП) – крупнейшего в Евразии по запасам урана – показаны возможности этого минерала для Sm-Nd датирования гидротермальной минерализации и изложен подход к отбору и исследованию анализируемого материала, позволяющий минимизировать погрешности изотопного датирования. Как показывают спектры РЗЭ, в частности по нашим данным (Chernyshev, Zhuravlev, 1987; Ivanova et al., 1991), гидротермальный флюорит часто обогащен средними РЗЭ, которые, в свою очередь, фракционированы при кристаллизации минерала на фоне снижения температура раствора. Это, по-видимому, связано с более высокой устойчивостью фторидных комплексов типа LnF_2^{2+} для тяжелых РЗЭ по сравнению с лёгкими (Brookins, 1989). Радиогенный сдвиг величины изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ во флюорите уже за десятки миллионов лет может достигать порядка 10-20 единиц ϵNd , что при современной точности измерения изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ позволяет получить аналитически надежные Sm-Nd датировки. Вместе с тем существует природный фактор, который может значительно ухудшать качество изохронных зависимостей и ограничивать точность Sm-Nd датировок флюорита: это, в первую очередь, неоднородность анализируемых проб флюорита по величине начального изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Объектами настоящего Sm-Nd изотопно-геохронологического изучения был полихромный флюорит из флюоритовой жилы, находящейся над Стрельцовским месторождением в фельзитах вулканогенно-осадочного чехла. Формирование жилы связывают с заключительной стадией гидротермального процесса в СРП.

Гидротермальный процесс на месторождениях СРП подразделяют на четыре стадии: дорудную, урановорудную, первую и вторую (флюоритовую) пострудные (Мельников, 1985; Ищукова и др., 1998; Алешин и др., 2007). В дорудную стадию проходили гидрослюдизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание пород. Возраст гидрослюд этой стадии процесса, согласно K-Ar и Rb-Sr датировкам (Андреева и др., 1996), определяется интервалом значений 139-135 млн лет. На рудной стадии гидротермального процесса сформировались минеральные ассоциации, содержащие настуран. Датировка настурана

рудной стадии основывается на данных анализа образцов настурана, показывающих конкордантные значения возраста по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, и сводится к значению 135.5 ± 1.0 млн лет. Первые три стадии гидротермального процесса рассматриваются как составляющие единого гидротермального этапа. Связь поздних флюоритовых жил со смектит-каолинитовыми изменениями пород, а также особенности температурных характеристик флюорита дали основание отнести образования флюоритовой стадии к самостоятельному гидротермальному этапу (Мельников, 1985; Алешин и др., 2007). Решение поставленной в настоящей работе задачи – получение надежной датировки флюорита, отложение которого проходило в пострудную стадию, позволило решить вопрос об общей продолжительности гидротермального процесса в СРП. Исходным материалом для Sm-Nd изучения послужил полихромный флюорит из Флюоритовой жилы (обр. 2F и 3F), мощность которой на участках отбора проб составляет 13-15 см. Образцы представляют собой различные участки этой жилы. Отбор проб флюорита проводили из полированных штuffов, в которых отчетливо представлена цветовая зональность жилы. Различные цветовые зоны роста флюоритов имеют распознаваемые границы.

Образцы 2F и 3F характеризуются низкими концентрациями урана (0.4-3.8 мкг/г), величины которых не коррелируют с окраской зон флюорита. Sm-Nd изотопным определениям предшествовало предварительное изучение образцов флюорита с целью оценки выполнимости условий изохронной модели Sm-Nd датирования и оптимизации системы отбора проб для Sm-Nd геохронометрии флюорита. Оно предусматривало: 1) изучение флюидных включений (ФВ) для выяснения характера изменения температуры и состава флюоритобразующих растворов; 2) анализ содержаний и распределения индивидуальных РЗЭ; 3) изучение состояния Rb-Sr системы на участках отбора проб.

Изучение флюорита проводили в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Исходные навески флюорита для Sm-Nd изохронного датирования составляли 50-200 мг. Разложение флюорита выполняли в две стадии: 72 часа в среде $4.8 \text{ N HNO}_3 + 6 \text{ N HCl}$ (4:1) при $150-170^\circ\text{C}$, а затем в царской водке (72 часа при 170°C). Содержания Sm и Nd определяли методом изотопного разбавления со смешанным трасером $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$. Измерение изотопных отношений проводили на масс-спектрометре Micromass Sector 54. Точность и правильность измерений контролировали по результатам анализов внутрिलाбораторного стандарта Nd-ИГЕМ, прокалированного относительно стандарта Nd LaJolla. Итоговая погрешность измерения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте в периоды измерительных сессий не превышала 0.003 % (2σ). Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ была не

более $\pm 0.3\%$. Расчет параметров Sm-Nd изохрон проводили по программе ISOPLOT (Ludwig, 1999). Содержания РЗЭ в пробах флюорита определяли методом ICP MS на приборе X-7 (Thermo Elemental) после автоклавного разложения и перевода проб в раствор (ИПТМ РАН, Черноголовка; аналитик В.К. Карандашев). Микротермометрию флюидных включений (ФВ) выполнял в ИГЕМ РАН В.Ю. Прокофьев.

В флюорите установлены только двухфазные ФВ, содержащие слабоминерализованные водные растворы с концентрацией солей (хлориды Na, K и Mg) от 0.7 до 2.2 мас. % экв. NaCl. Диапазон температуры гомогенизации ФВ флюорита варьирует от 145 до 176 °C. Различие начальных и конечных зон роста флюорита по температуре гомогенизации составляет около 20 °C в образце 3F и практически отсутствует в образце 2F. При этом соленость растворов в ФВ не зависит от температуры гомогенизации. Узкий диапазон изменения температур гомогенизации и концентрации солей в растворе показывает, что в период формирования флюоритовой жилы не было поступлений новых порций гидротермальных флюидов, а условия минералообразования были стабильны.

Пробы флюорита для ICP-MS анализа РЗЭ и последующего Sm-Nd датирования отбирались с поверхностей полированных штуфов из различных зон роста жилы путем оптически контролируемого выбуривания материала. Объем проб составлял не более 0.07 см³. Для всех проб флюорита, вне зависимости от того, из какой зоны они отбирались, установлен в целом аналогичный характер распределения РЗЭ: заметная дифференциация РЗЭ с доминирующей ролью лантаноидов второй тетрады и положительный параболический тип нормированных кривых распределения лантаноидов. Таким образом, результаты изучения ФВ и распределения РЗЭ в образцах 2F и 3F дают основание рассматривать различные зоны роста флюорита как одностадийные образования, не подвергшиеся последующим изменениям.

В пробах, представляющих собой различные зоны роста флюорита, величина отношения Sm/Nd сильно варьирует. Это позволило отобрать из каждого образца серию проб флюорита с контрастными величинами Sm/Nd. Изохронное датирование флюорита отдельно по каждому из образцов 2F и 3F позволило минимизировать возможные неоднородности по величине начального изотопного отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Rb-Sr изотопные данные получены по тем же локальным пробам флюорита, которые использованы для Sm-Nd определений. Вариации начального изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr находятся в узком интервале значений 0.7095-0.7101. Различия средних значений составляют лишь 0.00005. Этот факт подтверждает сделанное выше

предположение об идентичности начальных отношений в пределах объема изученных образцов 2F и 3F.

Для обоих образцов флюорита отбор локальных проб привел к достаточно равномерному, благоприятному для изохронного датирования распределению значений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и соответственно $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Значения Sm-Nd возраста, полученные по двум образцам флюорита, равны 134.8 ± 1.3 (обр. 2F) и 135.8 ± 1.6 (обр. 3F) млн лет. Эти датировки различаются на величину 1.0 млн лет, которая в 1.5 раза меньше двухсигмовой погрешности каждого из значений возраста. В пределах 2σ -погрешностей согласуются и значения начального изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Близкие к единице оба значения СКВО (0.43 и 1.5) показывают, что разброс точек относительно изохрон, а также вычисленные погрешности значений возраста и начальных значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ адекватны исходным аналитическим погрешностям и неотягощены действием геохимических факторов. Перечисленные характеристики изохрон дают основание рассматривать полученные по образцам 2F и 3F значения T в качестве действительного возраста изучаемого флюорита. Среднее значение возраста по данным двух изохронных датировок составляет 135.3 ± 1.0 млн лет.

При интерпретации изохронных зависимостей по образцам 2F и 3F, можно полагать маловероятным действие другого геохимического фактора - незамкнутости изотопной геохронометрической системы образца. Независимые минералогические критерии, которые позволяют это подтвердить, в нашем случае ограничиваются фактами целостности зон роста флюорита, отсутствием секущих трещин и зон изменения или замещения флюорита. Благоприятным фактором сохранения замкнутости Sm-Nd системы флюорита с момента его образования является рассеянная форма нахождения P3Э во флюорите с изоморфным замещением структурообразующего катиона. Предположение о самостоятельной минеральной форме нахождения P3Э в изучаемом флюорите Стрельцовского месторождения в виде фосфата (Винокуров и др., 2014) маловероятно уже в силу явно недостаточного для минерального обособления P3Э содержания фосфора, которое варьирует от 13 до 204 мкг/г и в большинстве проб ниже содержания суммы P3Э.

Принимая для флюорита завершающей пострудной стадии гидротермального процесса среднее по двум Sm-Nd изохронам значение возраста 135.3 ± 1.0 млн лет, можно резюмировать, что в Стрельцовском рудном поле не было существенного перерыва между процессами формирования минеральных ассоциаций урановорудных стадий и наиболее поздней флюоритовой стадии минералообразования. По-видимому, они составляют единый гидротермальный процесс, которым около 135 млн лет назад завершилась эндогенная активность в пределах Стрельцовской вулcano-тектонической структуры. Этот

процесс, сформировавший уникальную по масштабам запасов урана минерализацию, в геологическом масштабе времени был коротким: его длительность не превышала 1.0 млн лет.

Описанная в настоящей работе методика предварительного изучения и опробования флюорита в связи с его Sm-Nd датированием, относящаяся к случаю крупных зональных образований флюорита, очевидно, может видоизменяться для других объектов в зависимости от минералогических особенностей изучаемого флюорита и его ассоциаций с другими гидротермальными минералами.

Исследование выполнено по гранту Министерства науки и высшего образования РФ (№13.1902.24.44).

Литература

Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.Л. Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 5. С. 446-470.

Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С., Сельцов Б.М., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Эволюция мезозойского магматизма и руднометасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 115-130.

Винокуров С.Ф., Голубев В.Н., Крылова Т.Л., Прокофьев В.Ю. РЗЭ и флюидные включения в зональных флюоритах Восточного Забайкалья: распределение и геохимическое значение // Геохимия. 2014. № 8. С. 717-733

Ищукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В., Губкин Г.Н., Филипченко Ю.А., Попова А.И., Рогова В.П., Макушин М.Ф., Хоментовский Б.Н., Спирин Э.К. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1998, 526 с.

Мельников И.В. Минералого-геохимические особенности формирования уранового оруденения // Материалы по геологии урановых месторождений. Вып. 93. Кн. 2. М.: ВИМС. 1985. С. 74-82.

Чернышев И.В., Голубев В.Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье - крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924-937.

Brooking D.G. Aqueous Geochemistry of Rare Earth Elements. In.: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21.

Chernyshev I.V., Troitsky V.A., Zhuravlev D.Z. Pb, Sr and Nd isotopes in minerals of tungsten deposits // Sixth International Conference Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Abstract. Terra cognita. 1986. V. 6. № 2. P. 226-227.

Chernyshev I.V., Zhuravlev D.Z. Application of fluorite for Sm-Nd dating // Soviet-Japanese symp. on isotope geology. Abstract. Moscow. 1987. P. 80-82.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. 49 pp.

Результаты U-Pb датирования детритового циркона из редкометалльно-титановых россыпей ергенинской свиты (Республика Калмыкия) в контексте региональных реконструкций возраста источников сноса терригенного материала

Чефранова А.В.¹, Ковач В.П.², Лаврищев В.А.³, Лаломов А.В.¹,
Чефранов Р.М.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ФГУГП
Кавказгеолсъёмка, Ессентуки

В пределах Ергенинской возвышенности располагается крупная провинция редкометалльно-титановых россыпей, приуроченная к областям развития терригенных отложений ергенинской свиты (N2 eg). Палеогеографические реконструкции времени накопления отложений свиты позволяют предполагать, что формирование россыпей происходило в прибрежно-мелководной зоне регрессирующего ергенинского бассейна за счет обогащения тяжелыми минералами более древних дельтовых отложений, развитых на данной площади.

Целью данной работы является реконструкция возраста источников сноса терригенного материала ергенинской свиты, вмещающей редкометалльно-титановые россыпи, при помощи U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологического исследования зерен детритового циркона.

Изучена проба из продуктивного горизонта Садово-Обильненского россыпного поля, отобранная в 8 км к СЗ от пос. Садовое (в правом борту балки Лесная). Проба представлена светло-серым мелкозернистым кварцевым песком. Анализ химического состава продуктивной пробы [по Cox et al., 1995; Fedo et al., 1995] свидетельствует о высокой зрелости исследуемых осадков, формирование которых происходило за счет переотложения более древних осадочных пород в условиях гумидного климата в обстановке пассивной континентальной окраины (CIA-65, ICV-2,5).

Для U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований случайным образом было отобрано 200 зерен детритового циркона (dZr) из размерной фракции >100 мкм. Из них проанализированы 109 зерен и получено 69 конкордантных оценок U-Pb возраста. Сопоставление наборов значений U-Pb возраста зерен dZr позволило обозначить следующие провенанс сигналы (рисунок а): палеозойский (триасовый - 1 зерно, карбоновый - 4 зерна), неопротерозойский (7 зерен), мезопротерозойский (30 зерен), палеопротерозойский (24 зерна) и архейский (3 зерна).

Обобщение полученных геохронологических данных о возрасте зерен dZr из ергенинской свиты с аналогичными данными как для разновозрастных, так и подстилающих отложений на сопредельной территории Воронежской антеклизы [Koltringer et al., 2022; Александрова и др., 2020], с палеогеографической обстановкой времени накопления россыпей, а также с историей геологического развития и строения Ергеней, позволяет сделать следующие выводы.

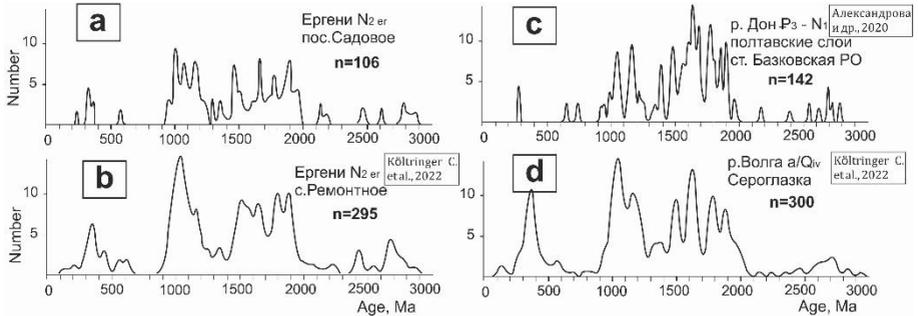


Рисунок. Результаты U-Pb датирования зерен dZr из (a) редкометалльно-титановых россыпей ергенинской свиты пос. Садовое, (b) песков ергенинской свиты с. Ремонтное [Koltringer et al., 2022], (c) песков полтавской свиты ст. Базковская [Александрова и др., 2020], (d) современного дельтового аллювия р. Волги [Koltringer et al., 2022].

1. Совпадение возрастной части спектра, характеризующей протерозойский провенанс-сигнал в палеогеновых, неогеновых и четвертичных осадках нижних течений рр. Дона и Волги (рисунок), может свидетельствовать о том, что:

- при формировании ергенинских редкометалльно-титановых россыпей полтавские терригенные отложения юга Воронежской антеклизы выступали в качестве промежуточного коллектора;

- древние осадки, содержащие схожий возрастной набор зерен dZr с протерозойскими U-Pb датировками, имели площадное распространение в области водосбора палеогеновых, неогеновых и современных рек южной части Восточно-Европейской платформы (палео-Дона и палео-Волги);

- зерна dZr, источником которых являлись неопротерозойские и мезопротерозойские кристаллические породы, не участвующие в строении Воронежского кристаллического массива и фундамента Скифской эпигерцинской плиты, вероятно были привнесены на данную территорию на палеогеновом и более раннем этапах осадкообразования.

2. Различия возрастной части спектра, характеризующего палеозойский провенанс сигнал в палеогеновых, неогеновых и

современных осадках южной части Восточно-Европейской платформы позволяют предположить, что:

- немногочисленное присутствие в ергенинских россыпях кристаллов dZr с триасовым и карбоновым возрастом свидетельствует о наличии проксимального источника;

- увеличение количества зерен dZr с палеозойским возрастом, а также появление мезозойского провенанс сигнала в осадках ергенинской свиты юго-западной части Ергенинской возвышенности (рисунок б), может указывать на то, что в роли проксимального источника могла выступать территория Донецкой герцинской складчатой области, в строении которой принимают участие как палеозойские, так и мезозойские (меловые) осадочные и магматические породы.

Литература

Александрова Г.Н., Ерофеева К.Г., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Ляпунов С.М., Яковлева А.И., Паньков В.Н. Первые результаты U-Pb датирования детритового циркона из олигоцена юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии // Доклады академии наук. 2020. Т.494. С. 14-19

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940

3. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924

Költringer C., Stevens T., Lindner M., Baykay Y., Ghafarpour A., Khormali F., Taratunina N., Kurbanov R. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea - Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology // Global and Planetary Change 209. 2022. 103736 <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103736>

Первые результаты трекового датирования раннемеловых сиенитов Алданского щита

**Чистякова А.В.^{1,2}, Веселовский Р.В.^{1,2}, Ерофеева К.Г.³,
Караваева О.Е.^{1,3}**

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; ²ИФЗ РАН, Москва; ³ИГЕМ РАН, Москва

Благодаря развитию методов низкотемпературной термохронологии и их широкому применению стала возможной реконструкция тектоно-термальной эволюции древних щитов в фанерозое на качественно ином уровне. Так, количественные оценки масштабов региональной денудации и скоростей воздымания/погружения этих территорий вопреки традиционным представлениям, показали значительную роль

вертикальных движений (например, [Green et al., 2022]). Вместе с тем, получаемая термохронологическая информация нередко способствует пониманию условий формирования расположенных в пределах кристаллических щитов рудных объектов, что определяет высокий практический потенциал подобных исследований.

Одним из признанных методов реконструкции низкотемпературных событий является трековое датирование апатита. При этом одновременное использование других термохронометров позволяет существенно детализировать тектоно-термальные модели и получать информацию о событиях вне температурного интервала 60-120°C - зоны частичного отжига треков в апатите. Одним из таких методов является трековое датирование циркона. По современным представлениям [Kohn et al., 2024], температура частичного отжига треков для циркона находится в диапазоне 190-350°C. Таким образом, трековое датирование по двум этим минералам позволяет восстанавливать термальную историю породы в весьма широком температурном (и временном) диапазоне.

Вдоль южной окраины Сибирской платформы мезозойская тектоно-магматическая активизация, связанная с закрытием Монголо-Охотского океана, сопровождалась интенсивным калиевым и ультракалиевым щелочным магматизмом и последующим образованием жильных гидротермально-метасоматических комплексов часто с благороднометальной минерализацией. В результате этого были сформированы крупные, часто полифазные, щелочные вулканоплутонические комплексы (например, Мурунский, Билибинский) и ряд более мелких массивов (например, Рябиновый, Сыннырский, Ыллымахский и др.). Составы пород, слагающих крупные массивы с кольцевым строением весьма разнообразны, хотя объединены общей щелочной спецификой (преимущественно калиевой) - от ультраосновных ультракалиевых пород до щелочных гранитов и карбонатитов (например, [Владыкин, 2001; Рыцк и др., 2017; Doroshkevich et al., 2020]).

Для всей территории Алданского щита методами низкотемпературной термохронологии на сегодняшний день проведены единичные исследования: породы щелочно-ультраосновного массива Кондер были датированы U-Th-He методом по апатиту [Sokolova et al., 2022], а для метапесчаников удоканского комплекса и гранитов каларского и катугинского комплексов выполнен трековый анализ апатита [Бобровская и др., 2017, 2018]. Уже эти первые результаты показали сложную мезозойско-кайнозойскую тектоно-термальную историю региона, насчитывающую не менее двух значимых этапов.

В докладе будут обсуждаться возможности и ограничения метода LA-ICP-MS трекового датирования апатита и циркона на примере мезозойских щелочных сиенитов Угуйского грабена (Чаро-Олекминская

гранит-зеленокаменная область, Алданский щит, Сибирская платформа). Выделенный из семи проб сиенитов фторапатит практически не прошел критерии пригодности для трекового анализа и полученные результаты рассматриваются нами как рекогносцировочные. В то же время, циркон из этих же образцов в ряде случаев содержит статистически достаточное количество зёрен с оптимальной плотностью треков.

В пределах Угуйского грабена щелочные сиениты формируют маломощные протяженные sill и дайки в песчаниках кебектинской серии. Внедрение этих интрузивов происходило в две близкие по времени фазы - дорудную (143.9 ± 1.5 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по калиевым полевым шпатам) и пострудную (140 ± 2 млн лет, U-Pb, циркон) [Зубков и др., 2020; Караваева и др., 2024]. Кроме того, при моделировании тепловой истории можно учитывать данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ термохронметра, полученные по схожим комплексам щелочных пород для других рудных районов Алдано-Станового щита [Пономарчук, 2023]. Таким образом, новые данные по низкотемпературным термохронметрам в сочетании с уже известными геохронологическими реперами позволят реконструировать постмагматическую тепловую историю щелочных интрузивов, а также расширить представления о тектонической эволюции Угуйского грабена.

Лабораторные исследования проведены на оборудовании ЦКП ИФЗ РАН.

Литература

Владыкин Н.В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Сб. научн. тр. - Иркутск: ИрГТУ, 2001. С. 18-45.

Зубков Ю.А., Сагир А.В., Чварова Н.В. «Угуйский» тип большеобъемных золоторудных месторождений, сформированных в линейной коре выветривания (юго-западная Якутия) // Отечественная геология. 2020. №2. С.32-45.

Караваева О.Е., Самсонов А.В., Сазонова Л.В., и др. Особенности петрологии раннемеловых пироксен-амфиболовых сиенит-порфиров Угуйского грабена (Западный Алдан) // Новое в познании процессов рудообразования: Мат. XIII Росс. молодеж. науч.-прак. Школы, 2024. С. 101-103.

Пономарчук А.В. Хронология и эволюция мезозойского щелочного магматизма Алдано-Станового щита (на примере Ыллымахского, Инаглинского, Джелтулинского и Верхнеамгинского массивов): дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 2023. 161 с.

Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Смыслов С.А., и др. Геохимические особенности и источники позднепалеозойских высококалийевых и ультракалийевых сиенитов Сыннырского и Тасского массивов (Восточная Сибирь) // ДАН. 2017. Т. 476. № 1. С. 93-97.

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A., et al. Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan-Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // Int. J. Earth Sci. 2020. V. 109. P. 2407-2423.

Green P.F., Japsen P., Bonow J.M., et al. The Post-Caledonian Thermo-Tectonic Evolution of Fennoscandia // Gondwana Res. 2022. V. 107. P. 201-234.

Kohn B.P., Ketcham R.A., Vermeesch P., et al. Interpreting and reporting fission-track chronological data // Geol. Soc. Am. Bull. 2024.

Sokolova L.A., Yakubovich O.V., Podolskaya M.M. Reconstruction of the exhumation history of the Kondyor ridge based on the results of U-Th-He dating of apatite // X International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference, 2022. P. 126-127.

Рудообразующие процессы и их корреляция с палеозойскими магматическими и метаморфическими событиями в Ленской золоторудной провинции

Чугаев А.В.

ИГЕМ РАН, Москва

Установление геологических и тектонических условий формирования крупномасштабной золоторудной минерализации в докембрийских орогенных поясах относится к числу фундаментальных проблем рудной геологии (Phillips et al., 2012; Kerr, Selby, 2012; Groves et al., 2024). Ключевой задачей в исследовании этой проблемы является получение надежных геохронологических данных, которые создают основу для дальнейших генетических построений и для разработки корреляционных схем, устанавливающих временную сопряженность между рудообразующими процессами, с одной стороны, и главным этапом геологического развития металлогенических провинций, с другой.

Одним из примеров таких крупных золоторудных провинций мира является Ленская провинция, охватывающая территорию Байкало-Патомского и Байкало-Муйского складчатых поясов (Северного Забайкалья, Россия). Несмотря на ее почти 200-летнюю историю освоения, ее ресурсный потенциал, по-прежнему, высок и оценивается в 4000 т золота (Конкин и др., 2017). Изучение этой провинции позволило исследователям решить целый ряд задач по ее геологическому строению и строению присутствующих здесь золоторудных месторождений, а также установить минералогические и геохимические особенности минерализации. Кроме того, были разработаны несколько генетических концепций, объясняющих формирование крупномасштабной золоторудной минерализации (Буряк, 1982; Distler et al., 2004; Кряжев, 2017; Tarasova et al., 2020; Иванов, 2024 и др.). Однако вопрос ее возраста, ключевого элемента в этих генетических построениях, остается дискуссионным и его решение на современном уровне требует провести анализ имеющихся результатов геохронологических исследований. Цель настоящего доклада заключалась в обобщении этих данных и в выявлении сопряженности рудообразующих процессов, проявленных в Ленской золоторудной

провинции, с известными для региона этапами магматизма и метаморфизма.

Месторождения и рудные поля

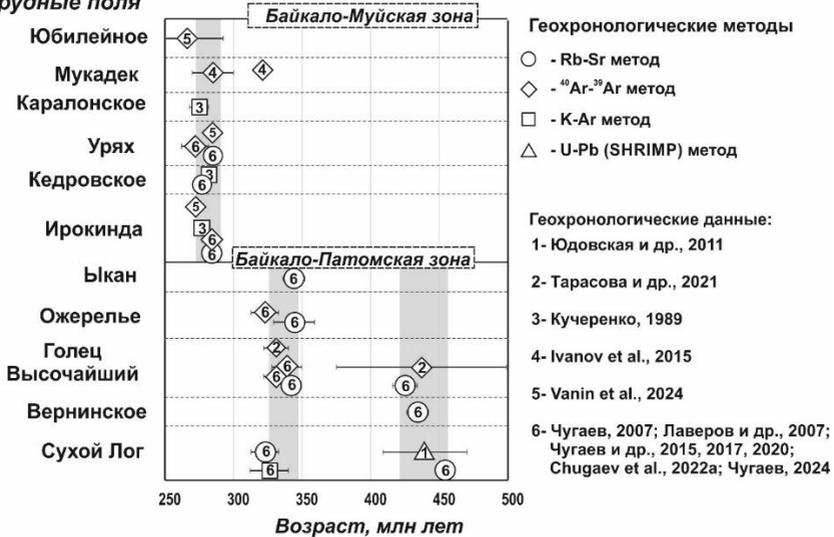


Рисунок. Сопоставление результатов геохронологического изучения золоторудной минерализации Ленской провинции (Северное Забайкалье).

Опубликованные результаты геохронологического изучения золоторудной минерализации Ленской провинции включают данные, полученные с помощью Rb-Sr, K-Ar, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методов (см. обзорную статью Чугаев, 2024). Они представлены на обобщающем рисунке. С учетом диапазонов перекрытия погрешностей имеющих геохронологических возрастов можно выделить три возрастных интервала, в пределах которых были проявлены рудообразующие процессы в Ленской провинции. Так, с позднеордовикско-силурийским (450–430 млн лет назад) событием связано образование промышленных прожилково-вкрапленных руд на месторождениях «сухоложского» типа, локализованных в неопротерозойских метаосадочных породах Байкало-Патомского пояса. По времени это событие совпадает с региональным метаморфизмом. В раннекарбонное время (340–330 млн лет назад) произошла реактивация гидротермальных процессов, вызванная развитием гранитоидного магматизма, что привело к формированию золото-кварцевой жильной минерализации эпигенетического характера на месторождениях «сухоложского» типа. Наиболее позднее раннепермское рудообразующее событие было проявлено в Байкало-Муйском поясе, где сформировались средние и мелкие по масштабу жильные месторождения золота. По времени оно согласуется с

развитием в регионе внутриплитного субщелочного и щелочного высококалийевого магматизма (Vladykin, Sotnikova, 2017).

Исследование выполнено по теме Госзадания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Установленные для Ленской золоторудной провинции палеозойские рудообразующие события коррелируют по времени с известными глобальными тектоническими циклами, а также с эпохами (каледонская и герцинская) рудогенеза, в течение которых сформировались крупные и средние орогенные месторождения золота в складчатых поясах Австралии, Северной Америки и Евразии.

Литература

- Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. Изд-во «Недра», Москва, 1982
Иванов А.И. Отечественная геология. № 5, 2024
Конкин В.Д. и др. Отечественная геология. № 4, 2017
Кряжев С.Г. Дис. ... док. геол.-мин. наук. Москва: ФГУП ЦНИГРИ, 2017
Чугаев А.В. Геохимия. Т. 69. № 9, 2024
Distler V.V. et al. Ore Geology Reviews. V. 24. №. 1-2, 2004
Groves D.I. et al. Mineralium Deposita. T. 59. №. 3, 2024
Kerr A., Selby D. Mineralium Deposita. V. 47, 2012.
Phillips D. et al. Australian Journal of Earth Sciences. V. 59. №. 4, 2012
Tarasova Yu. I. et al. Ore Geology Reviews. V. 119. 103365, 2020
Vladykin N. V., Sotnikova I.A. Geoscience Frontiers. V. 8. №. 4, 2017

Источники свинца пегматитовых жил блюмовского комплекса (Южный Урал)

Шагалов Е.С.^{1,2}, Окунева Т.Г.¹, Солошенко Н.Г.¹, Киселёва Д.В.¹

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²УГГУ, Екатеринбург

Блюмовский лейкогранит-пегматитовый комплекс включает дайки лейкогранитов, аплитов, микроклиновых и амазонитовых пегматитов, залегающие в метаморфических породах кыштымской, еланчиковской, ильменогорской толщ, в миаскитах вишневогорско-ильменогорского и гранитах увильдинско-кисегачского комплексов в Сысертско-Ильменогорской зоне и в метаморфических сланцах уреньгинской свиты в Вознесенско-Присакмарской зоне.

Абсолютный возраст пегматитов по различным минералам Rb-Sr и K-Ar методами определен соответственно в 160-260 и 172-181 млн. лет [Петров и др., 2015 и литература в ней]. Таким образом, они считаются наиболее молодыми магматическими образованиями на Урале наряду с гранитоидами Мурзинско-Адуйского массива и вулканитами Туринской серии Среднего Урала [Иванов и др., 2010; Ферштатер и др., 2019].

Изотопный состав свинца рассмотрен на примере образцов калиевых полевых шпатов (КПШ) из жил амазонитовых пегматитов Блюмовской (№ 50) и Прутовской (№ 74) копей среди ильменогорской толщи и «Чебаркульской дайки» лейкогранит-пегматитового состава среди гранитоидов Кисегачского массива.

Образец розового КПШ «Чебаркульской дайки» (ЧД-П-КПШ) содержит наименьшую концентрацию Pb (52.5 г/т), Cs, Rb, Be при наибольших концентрациях Th (3.4 г/т), U (1 г/т), Sr, Ba; повышенная концентрация Nb (15 г/т) может указывать на микровключения ниобатов, что согласуется с общей обогащённостью образца этим элементом.

КПШ Блюмовской копи представлены центральной частью крупноблочного (более 10 см) бежевого полупрозрачного кристалла (БЛЮМ-2), содержащего, во внешней зоне, выходящие в полость крупные ихтиоглипты кварца. На него нарастают небольшие (около 2см) непрозрачные бежевые кристаллы микроклина (БЛЮМ-3). Эти два образца имеют близкие значения содержания Pb (132-167 г/т), относительно низкие Th (0.3-0.7 г/т), U (0.7-1.1 г/т).

Образец БЛЮМ-1 представлен краевой частью зонального кристалла амазонита из полости с кристаллами кварца, слюды и топаза. Содержания Pb понижается до 94.6г/т, концентрации Th (0.2г/т), U (0.1г/т).

Образцы Прутовской копи представлены крупноблочным амазонитом с минимальной концентрацией видимых белых пертитовых вростков (КОПЬ 74-1) и из краевой части кристалла амазонита (КОПЬ 74-2) размером около 1.5см из небольшой полости с кварцем и биотитом. Это наиболее обогащённые свинцом образцы 188 и 320 г/т, соответственно. Концентрации Th (около 0.6 г/т) и U (0.4-0.2 г/т), соответственно.

Амазониты копей относительно КПШ обогащены Rb до 3352 г/т, Cs (до 108 г/т), Be (до 20 г/т) и Tl (до 8 г/т). Обеднены Li, Nb (около 1 г/т). Концентрации большинства других элементов находятся на уровне менее 1 г/т.

Изотопный состав свинца исследованных образцов, пересчитанный на возраст 250 млн лет, приведён в таблице.

Изотопный состав варьирует в достаточно узком диапазоне и величины μ_2 и ω_2 , полученные на основе двухстадийной модели Стейси-Краммерса [Stacey, Kramers, 1975], свидетельствуют, что эволюция свинца до момента его фиксации в калишпатах пегматитовых жил происходила в источнике с мало варьирующими $\mu_2 = 9.62-9.71$ и достаточно высоким $\omega_2 = 41.7-46.6$ (Th/U > 4.2).

По соотношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки образцов лежат на эволюционной кривой «орогена» по модели Зартман-Дой [Zartman, Doe, 1981]. Точки амазонитов Прутовской копи по значению μ_2 несколько смещены в сторону свинца «верхнекорового» типа. При этом они

обладают наибольшим значением ω_2 и лежат выше эволюционной кривой «нижнекорового» типа.

Модельные возраста варьируют от 829 млн лет для пегматита Чебаркульской дайки до 671.5 ± 0.5 млн лет для образцов Прутовской копи. Калишпаты Блюмовской копи имеют промежуточный модельный возраст 720 ± 9 млн лет.

Изохронный возраст только по 5 образцам калишпата амазонитовых пегматитов указывает на древний источник свинца с возрастом порядка 2.6 млрд лет. Это может соответствовать породам селянkinской свиты, абсолютный возраст которой по цирконам из гнейсов определен в 2084 ± 14 млн. лет [Петров и др., 2015 по тематической работе А.А. Краснобаева и Е. П. Шулькина (2000)] и интерпретируется как минимальный возраст метаморфизма и наиболее ранней плагиогранитизации более древнего субстрата.

Таблица. Изотопный состав свинца исследованных образцов, пересчитанный на возраст 250 млн лет

Образец	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$
ЧД-П-КПШ	17.3471	15.5314	38.2246
БЛЮМ-1	17.5240	15.5493	38.1751
БЛЮМ-2	17.5243	15.5424	38.1547
БЛЮМ-3	17.5330	15.5458	38.1660
Копь 74-1	17.6415	15.5653	39.0486
Копь 74-2	17.6388	15.5646	39.0576

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800009-9), с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

Литература

Иванов К.П., Расулов А.Т., Рейхов М.К. Новые данные о составе и возрасте вулканитов Туринской серии на реке Синаре (Средний Урал) // Ежегодник-2009, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 2010, с. 262-266

Петров В.И., Шалагинов А. Э., Пунегов Б. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснительная записка. - М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Монтеро П., Беа Ф., Бородина Н.С., Вишнякова М.Д., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. Возраст и изотопно-геохимические особенности мурзинско-аудуйского метаморфического комплекса в связи с проблемой формирования Мурзинского межформационного гранитного плутона // Геология и геофизика, 2019, Т. 60, № 3, С. 342–365

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Let. 1975. V. 26(2). P. 207-221.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics - the model // R.E. Zartman and S.R. Taylor (Eds.), Evolution of the Upper Mantle // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135-162.

(U,Th)-He датирование пирита: текущее состояние

**Якубович О.В.^{1,2}, Иванова Е.С.¹, Гороховский Б.М.¹, Котов А.Б.¹,
Аносова М.О.³, Подольская М.М.³, Адамская Е.В.¹, Васильева Н.А.^{1,2},
Соколова Л.А.^{1,2}**

*¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПбГУ, Санкт-Петербург; ³ГЕОХИ РАН,
Москва*

Пирит является распространенным минералом в большинстве рудных месторождений, встречается в осадочных породах, магматических и метаморфических комплексах. Недавние исследования по сохранности радиогенного гелия в этом минерале (Якубович и др., 2019) показали, что пирит обладает высокой термической сохранностью гелия в пределах температур его термической стабильности, до ~ 400–450 °С. Это наблюдение позволило рассматривать пирит как потенциальный (U,Th)-He минерал-геохронометр.

В настоящее время (U,Th)-He метод был успешно применен для определения возраста сульфидной минерализации по пириту из разного типа объектов: колчеданные руды месторождения Узельга (Южный Урал) (Yakubovich et al., 2020) и стратиформная минерализация рудопроявления Карьерное (Полярный Урал, Иванова и др., 2024); околорудные метасоматиты месторождения Новогоднее Монто (Yakubovich et al., 2021) и Петропавловское (Полярный Урал); эпитермальное Каларское рудопроявление (Горная Шория, Chernykh et al., 2024) и ряда других объектов.

Полученный опыт по датированию пирита из этих объектов позволил сделать следующие наблюдения:

(а) (U,Th)-He система в пирите чувствительна к процессам окисления. Зачастую, содержания урана в новообразованных оксидах и гидроксидах железа на порядок превосходят содержания урана и тория в самом пирите. Поэтому эти относительно тонкие пленки могут существенно исказить значение (U,Th)-He возраста;

(б) сильно трещиноватые зерна пирита зачастую дают омоложенные, невоспроизводимые значения (U,Th)-He возраста. Такие зерна стоит рассматривать как непригодные для геохронологии;

(в) в пределах одного агрегата пирита могут фиксироваться разновозрастные генерации пирита: присутствовать более древние ядра, новообразованные каймы. Для работы с такими зернами необходимо детальное предварительное минералогическое изучение, и, в случае необходимости, проведение «локального» (U,Th)-He датирования интересующей генерации.

(г) устанавливается корреляция между изотопным составом серы в пирите и его возрастом - разновозрастные генерации пирита имеют разный изотопный состав серы.

Перспективным представляется использование (U,Th)-He системы в пирите для определения возраста постседиментационных процессов, таких как созревание и миграция углеводородов. Возраст этих процессов сложно определить с использованием других изотопных систем. (U,Th)-He датирование эпигенетического пирита из нефтематеринской баженовской свиты, Западная Сибирь, показало, что возраст пирита существенно моложе возраста осадконакопления, выдержан в пределах большой площади, воспроизводится от скважины к скважине и составляет порядка 90-100 млн лет (Якубович и др., 2023). Полученное значение близко к существующим оценкам времени созревания углеводородов.

Еще одним направлением может быть использования пирита для определения возраста тектоно-термальной активизации. В случае, когда структурные преобразования наложены на породы, обогащенные серой, среди новообразованных минералов достаточно часто встречается пирит. Как правило, в этом случае он представлен относительно крупными и идиоморфными кристаллами. Возраст такого пирита, как это было показано на примере пирита из зоны обрамления Рассохинского массива, Якутия, отражает возраст тектоно-термальной активизации (Якубович и др., на рецензировании).

(U,Th)-He система в пирите, как и другие изотопные системы, имеет ряд ограничений. Она характеризуется большой аналитической ошибкой (1.5-3 %) - полученные значения возраста существенно менее точные, чем получаемые, например, с помощью U-Pb изотопной системы. Но это минус компенсируется относительной простотой проведения (U,Th)-He датирования и широким спектром объектов и процессов пригодных для определения возраста по этой системе.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ 22-77-10088

Литература

Chernykh, A.I.; Leibham, P.N.; Sokolova, L.A.; Yakubovich, O. V.; Anosova, M.O.; Naumov, E.A. The Devonian Kalarskoe Epithermal Occurrence of the Kaburchak Au-Ag Cluster in the Altai-Sayan Folded Area, Russia: Geological Setting; Mineralogical, Geochemical, and Geochronological Features. *Minerals* 2024, 14, 708, doi:10.3390/min14070708.

Yakubovich, O.; Podolskaya, M.; Vikentyev, I.; Fokina, E.; Kotov, A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from the Uzelga VMS Deposit (South Urals)— New Perspectives for Direct Dating of the Ore-Forming Processes. *Minerals* 2020, 10, 1-20, doi:10.3390/min10070629.

Yakubovich, O.; Vikentyev, I.; Ivanova, E.; Podolskaya, M.; Sobolev, I.; Tyukova, E.; Kotov, A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from Alteration of the Au-Fe-Skarn Novogodnee-Monto Deposit (Polar Urals, Russia)—The Next Step in the Development of a New Approach for Direct Dating of Ore-Forming Processes. *Geosciences* 2021, 11, 408, doi:10.3390/geosciences11100408.

Иванова, Е.С.; Соболев, И.Д.; Викентьев, И.В.; Аносова, М.О.; Подольская, М.М.; Тюкова, Е.; Горюховский, Б.М.; Якубович, О.В. (U,Th)-He возраст пирита из золоторудного

проявления Карьерное (фланг Новогодненского рудного поля, Полярный Урал). Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2024, 69, 142-165, doi:10.21638/spbu07.2024.108.

Якубович О.В., Сычев С.Н., Саломатин А.А., Котов А.Б., Аносова М.О., Трифионов И.В. Первые изотопные свидетельства раннепалеогеновых тектоно-термальных событий в зоне Арга-Тасского надвига (Северо-Восточная Якутия): результаты (U,Th)-He датирования пирита. Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле (на рецензировании)

Якубович, О.В.; Васильева, Н.А.; Васильева, К.Ю.; Аносова, М.О.; Котов, Р.А.Н.А.Б.; Подольская, М.М.; Гороховский, Б.М. Первые результаты U-Th/He датирования эпигенетического пирита из пород баженовской свиты, Западная Сибирь. Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле 2023, 77-82, doi:10.31857/S2686739723601047.

Якубович, О.В.; Гедз, А.М.; Викетьев, И.В.; Котов, А.Б.; Гороховский, Б.М. Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможности их изотопного датирования. Петрология 2019, 27, 1-22, doi:10.1134/S0869590318050084.

Авторский именной указатель

А

Адамская Е.В., 74, 125, 169, 241
 Акинин В.В., 23, 25, 201
 Алешин А.П., 226
 Алфимова Н.А., 69
 Алымова Н.В., 97
 Андреичев В.Л., 196
 Аникина Е.В., 145
 Аносова М.О., 29, 38, 74, 84, 218, 241
 Артемьев Д.А., 122
 Астраханцев О.В., 29, 218

Б

Багдасарян Т.Э., 32
 Барабошкин Е.Ю., 162
 Белякова А.А., 33
 Бессмертный К.Н., 207
 Борисенко Е.С., 179
 Бортников В.В., 36
 Брянский Н.В., 61, 66, 69, 187
 Бубнов С.Н., 48, 49
 Будяк А.Е., 122
 Буйкин А.И., 81
 Булгакова Д.Д., 95
 Буслов М.М., 211
 Буякайте М.И., 63

В

Васильева И.М., 88, 194
 Васильева К.Ю., 38
 Васильева Н.А., 38, 74, 241
 Везине А., 188
 Великославинский С.Д., 36, 92
 Веселовский Р.В., 32, 233
 Вирюс А.А., 214
 Вишневская И.А., 40
 Вовчина Т.А., 215
 Возняк А.А., 120
 Воронцов А.А., 97
 Вотяков С.Л., 66

Г

Гаврилов С.В., 52
 Галанкина О.Л., 111, 207
 Гладкочуб Е.А., 43, 61, 66, 69, 175, 187
 Голованова Т.И., 54
 Головнева Л.Б., 169
 Голубев В.Н., 226
 Голубева И.И., 46
 Гольцин Н.А., 33

Гольцман Ю.В., 48, 49, 226
 Гороховский Б.М., 52, 241
 Гракова О.В., 134
 Гриценко Ю.Д., 205
 Гужиков А.Ю., 162

Д

Давыдов В.Г., 66
 Демонтерова Е.И., 61, 66
 Докукина К.А., 54
 Донская Т.В., 61
 Дорошкевич А.Г., 126
 Дриль С.И., 97
 Дружкова Е.К., 108
 Дубенский А.С., 66
 Дубинина Е.О., 57

Е

Елфимова Е.Д., 165, 167
 Ерофеева К.Г., 58, 66, 172, 233
 Ефанова Л.И., 103
 Ефремова У.С., 61, 66

Ж

Жанг Л.-Л., 66
 Жилин И.В., 148

З

Зайцев А.В., 63
 Зиндобрый В.Д., 211
 Зиновьев С.В., 78
 Золина А.А., 169

И

Иванов А.В., 43, 61, 66, 69, 95, 175, 187
 Иванова А.А., 71, 169, 170, 201
 Иванова Е.С., 74, 241
 Избродин И.А., 126
 Изох А.Э., 95

К

Караваева О.Е., 58, 233
 Каримов А.А., 66, 69
 Карпов А.В., 66
 Каурова О.К., 88, 90
 Кервинен А.В., 194, 207
 Кирнозова Т.И., 29, 218
 Киселёва Д.В., 238
 Ковач В.П., 36, 77, 97, 120, 125, 169, 231
 Козлов П.С., 78
 Козырева И.В., 214

Колесов К.К., 95
Компанченко А.А., 85
Коробкин В.В., 211
Корочанцев А.В., 81
Корочанцева Е.В., 81
Костицын Ю.А., 84, 221
Костровицкий С.И., 43
Котлер П.Д., 211
Котов А.Б., 36, 52, 58, 71, 77, 92, 125,
169, 170, 201, 205, 207, 241
Кревсун Д.А., 32
Крылов А.А., 78
Крыловецкая С.М., 221
Кудряшов Н.М., 85
Кузнецов А.Б., 88, 90, 187
Кузнецова Л.Г., 71
Куликова А.В., 66, 85
Куликова К.В., 209
Кульков А.М., 125

Л

Лаврищев В.А., 231
Лаломов А.В., 231
Ларин А.М., 92
Ларионов А.Н., 33, 66
Ларионова Ю.О., 58, 78, 117, 172, 203,
226
Лебедева Н.М., 120
Левицкий И.В., 71
Лейгбам П.Н., 198
Летникова А.Ф., 95
Летникова Е.Ф., 95
Лиханов И.И., 78, 117
Лыхин Д.А., 97, 100

М

Майорова Т.П., 103
Малич К.Н., 106
Малышев С.В., 69, 175
Мандрыгина Д.А., 66
Матреничев А.В., 69
Минина О.Р., 90
Миннебаев К.Р., 66
Михеева Е.А., 66
Монгуш А.А., 108
Мочалов А.Г., 111
Мурзинцев Н.Г., 211

Н

Недосекова И.Л., 114
Ножкин А.Д., 78, 117
Носова А.А., 120

О

Овчаренко А.В., 154, 159

Окина О.И., 54
Окунева Т.Г., 238

П

Павлова М.А., 167
Паленова Е.Е., 122
Паниковровский Т.Л., 205
Панкрушина Е.А., 66
Петров Г.А., 151, 154
Плоткина Ю.В., 36, 71, 125, 169, 170
Подольская М.М., 241
Покровский Б.Г., 63, 182
Ползуnenков Г.О., 201
Пономарчук А.В., 126
Постников А.В., 29, 218
Притчин М.Е., 129
Прокопьев И.Р., 126
Пушкарев Е.В., 132, 184
Пыстин А.М., 134
Пыстина Ю.И., 134

Р

Ревердатто В.В., 78
Ризванова Н.Г., 88, 137, 194
Родионов Н.В., 66
Ронкин Ю.Л., 78, 117, 140, 143, 145, 148,
151, 154, 157, 159
Ртищев Н.А., 162
Русин И.А., 145

С

Сабиров И.А., 29, 218
Саватенков В.М., 69, 165, 167, 198, 209
Сальникова Е.Б., 36, 58, 71, 77, 92, 100,
120, 125, 169, 170, 201, 203, 205, 207
Самсонов А.В., 58, 172, 182, 203, 207
Семенова Д.В., 66
Семенова Л.П., 69, 175
Сергеев С.А., 223
Сергеева Н.А., 137, 167
Сергеева Н.Д., 157
Серов П.А., 177, 179
Сидоров М.Ю., 85
Силаева О.М., 172, 182
Силантьев С.А., 84
Симанкова А.О., 184
Синдерн С., 159
Ситкина Д.Р., 88, 90, 187
Скобленко А.В., 188
Скрипников М.С., 90
Скублов С.Г., 137
Скузоватов С.Ю., 188
Слабунов А.И., 191, 194
Соболева А.А., 196, 209
Соколова Л.А., 74, 198, 241

Соловов Р.В., 201
Солошенко Н.Г., 238
Сомсикова А.В., 29, 218
Степанова А.В., 58, 172, 203, 207
Стешенко Е.Н., 179
Стифеева М.В., 100, 170, 205
Сукнева М.О., 61
Суханова М.А., 203, 207

Т

Терехин К.И., 209
Толмачева Е.В., 36
Травин А.В., 46, 108, 211
Туркина О.М., 117

У

Удоратина О.В., 209, 214, 215
Устинова В.В., 203
Устинова М.А., 162

Ф

Федосеенко А.М., 170
Федотова А.А., 29, 218
Федяевская Е.В., 33
Фугзан М.М., 29, 218

Х

Хаценович А.М., 40
Хубанов В.Б., 66, 134
Хубанов В.В., 46

Ц

Цховребова А.Р., 221

Ч

Чашин В.В., 179, 223
Чашухин И.С., 145

Чен Х., 188
Червяковская М.В., 66
Червяковский В.С., 66
Чернышев И.В., 226
Чернявский А.В., 85
Чефранов Р.М., 231
Чефранова А.В., 231
Чечушков И.В., 40
Чистякова А.В., 233
Чугаев А.В., 236

Ш

Шабыкова В.Г., 84
Шагалов Е.С., 238
Шарыгин И.С., 43
Шатагин К.Н., 78, 117
Шешуков В.С., 54
Школьник С.И., 95
Шпакович Л.В., 165, 167
Шуйский А.С., 46, 215

Щ

Щапов В.А., 154, 159

Э

Эккерманн Г., 122

Ю

Юдин Д.С., 132
Юдовская М.А., 122
Юсуфзай А., 137

Я

Якубович О.В., 38, 52, 74, 111, 167, 198,
241

Научное издание

IX Российская конференция по изотопной геохронологии

3-5 июня 2025 года.

www.igem.ru

Соотношение времени образования магматических формаций
и рудных месторождений в металлогенических провинциях
Евразии

IX Российская конференция по изотопной геохронологии,
Москва, 3-5 июня 2025 года
Тезисы докладов. М.: ИГЕМ РАН, 2025. 247 с.

Подписано в печать **19.05.2025**. Формат 60×90/16. Бумага
офсетная. Печать цифровая. Уч. изд. л. 15,4. Тираж 125
экз. Заказ № **185781**

Компьютерная верстка: Кривов Д.Н.

ISBN 978-5-88918-079-1



Отпечатано в типографии "ПринтФормула"
117437, Москва, ул. Профсоюзная, д.104
e-mail: info@print-formula.ru, www.print-formula.ru