

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОХИМИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ ИНСТИТУТ  
ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГЕОХИ РАН)**

**XXII СИМПОЗИУМ  
ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ  
имени  
академика А.П. Виноградова**

**ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ**

**29 – 31 октября 2019 г.**

Москва  
2019

ОРГАНИЗАТОРЫ:  
Отделение Наук о Земле РАН  
Научный Совет по проблемам геохимии РАН  
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

ОРГКОМИТЕТ:  
Председатель:  
ГАЛИМОВ Э.М., ГЕОХИ РАН

Заместители председателя:  
ЧЕРНЫШЕВ И.В., ИГЕМ РАН  
КОСТИЦЫН Ю.А., ГЕОХИ РАН

Учёные секретари:  
БУЙКИН А.И., ГЕОХИ РАН  
СЕВАСТЬЯНОВ В.С., ГЕОХИ РАН

Программная комиссия:  
ГАЛИМОВ Э.М., ГЕОХИ РАН – председатель  
БУЙКИН А.И., ГЕОХИ РАН  
ДУБИНИНА Е.О., ИГЕМ РАН  
ИГНАТЬЕВ А.В., ДВГИ ДВО РАН  
КАМИНСКИЙ Ф.В., ГЕОХИ РАН  
КОСТИЦЫН Ю.А., ГЕОХИ РАН  
ПОКРОВСКИЙ Б.Г., ГИН РАН  
ПОЛЯКОВ В.Б., ИЭМ РАН  
РЕУТСКИЙ В.Н., ИГМ СО РАН  
СЕВАСТЬЯНОВ В.С., ГЕОХИ РАН  
ШИЛОБРЕЕВА С.Н., ГЕОХИ РАН  
ЧЕРНЫШЕВ И.В., ИГЕМ РАН  
ШАТАГИН К.Н., ИГЕМ РАН

Организационная группа:  
ИВАНИЦКИЙ О.М., ГЕОХИ РАН  
ДУШЕНКО Н.В., ГЕОХИ РАН  
КУЗНЕЦОВА О.В., ГЕОХИ РАН  
КУЛИКОВСКИЙ В.Е., ГЕОХИ РАН  
СОМСИКОВА А.В., ГЕОХИ РАН  
ФЕДУЛОВ В.С., ГЕОХИ РАН  
ФЕДУЛОВА В.Ю., ГЕОХИ РАН  
ФУГЗАН М.М., ГЕОХИ РАН

Симпозиум организован при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-05-20110) и Министерства науки и высшего образования

**XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова (29-31 октября 2019 года). Тезисы докладов. / М: ГЕОХИ РАН, 2019, 112 с. ISBN 978-5-905049-25-5**

**ISBN 978-5-905049-25-5**

© Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), 2019

**29-31 октября 2019 г.**

**Расписание  
XXII СИМПОЗИУМА ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ  
имени академика А.П.ВИНОГРАДОВА**

**29 октября 2019 года**

10.00-13.40	Утреннее заседание
13.40-15.00	<i>Обеденный перерыв</i>
15.00-18.00	Вечернее заседание

**30 октября 2019 года**

10.00-13.00	Утреннее заседание
13.00-14.00	<i>Обеденный перерыв.</i>
13.00-15.00	1-я стендовая сессия
15.00-18.00	Вечернее заседание

**31 октября 2019 года**

10.00-13.00	Утреннее заседание
13.00-14.00	<i>Обеденный перерыв</i>
13.00-15.00	2-я стендовая сессия
15.00-17.00	Общая дискуссия. Закрытие Симпозиума.

Стендовые доклады оформляются в формате А1 или А0.

Симпозиум состоится в конференц-зале Института геохимии и Аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН по адресу: Москва, ул. Косыгина, 19.

Регистрация участников Симпозиума будет проводиться с 9 часов утра 29 октября 2019 года.

Для входа в Институт необходимо иметь при себе паспорт.

Проезд:

Станция метро «Воробьёвы Горы», далее пешком до ГЕОХИ РАН;

Троллейбус «7» от метро «Ленинский проспект»;

Троллейбус «28» и автобус «С-10» от метро «Университет» до остановки «Московский городской дворец детского (юношеского) творчества».

29 октября 2019 года

10.00-10.10 Открытие Симпозиума. Председатель Оргкомитета Э.М. Галимов.

### УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: Э.М. Галимов, И.В. Чернышев

10.10-10.40 Галимов Э.М., Okabayashi S., Yokoyama T., Hirata T., Terakado K. Проблема изотопного состава железа Земли и Луны. Измерения  $\delta^{57}\text{Fe}$  в образцах лунного грунта Луна 16-20-24.

10.40-11.00 Костицын Ю.А. Крупные магматические провинции: источники магм по данным Sr-Nd-Hf-Pb изотопной геохимии.

11.00-11.20 Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В., Яковенко В.В. Масс-независимые изотопные эффекты серы при фотолизе  $\text{SO}_2$  под действием ультрафиолетового излучения.

11.20-11.40 Camescasse E. CAMECA IMS 1300-HR<sup>3</sup>: high performance ion microprobe.

11.40-12.00 Овчинников С.В. Применение масс-спектрометров IRMS компании Thermo Fisher Scientific для геофизических исследований.

12.00-12.20 ПЕРЕРЫВ

12.20-12.40 Ширияев А.А., Поляков В.Б., Rols S. Равновесные изотопные факторы наноалмазов по данным неупругого рассеяния тепловых нейтронов.

12.40-13.00 Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И. Фракционирование изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  в условиях окислительного выветривания минерализованных урансодержащих пород.

13.00-13.20 Чугаев А.В., Чернышев И.В., Покровский Б.Г., Очирова Г.В., Садасюк А.С., Гареев Б.И. Вариации изотопного состава урана в разрезе эдиакарских отложений Байкало-Патомского пояса (Вост. Сибирь) и эволюция редокс-условий в осадочном палеобассейне.

13.20-13.40 Муравьев М.В. Особенности и новые возможности современных масс-спектрометров Thermo Scientific.

13.40-15.00 ОБЕД

### ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: Ю.А. Костицын, К.Н. Шатагин

15.00-15.20 Хачатрян Г.К. Изотопные и кристаллохимические индикаторы источников вещества алмаза.

15.20-15.40 Каминский Ф.В., Шилобреева С.Н., Карпов Г.А., Севастьянов В.С., Вирт Р., Шрайбер А., Аникин Л.П., Галимов Э.М. Изотопный состав углерода и азота алмазов из вулкана Толбачик на Камчатке как свидетельство их природного происхождения из вулканических газов.

15.40-16.00 Воропаев С.А., Севастьянов В.С., Душенко Н.В., Толстогузов А.И., Дроздов М.Н., Приймак С.В. Предварительные результаты геохимического анализа лав Трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) методом TOF-SIMS.

16.00-16.20 Шилобреева С.Н., Поляков В.Б. Рассеянный углерод в изменённых базальтах океанической коры.

16.20-16.40 ПЕРЕРЫВ

- 16.40-17.00** Бычков А.Ю., Николаева И.Ю., Бычкова Я.В., Sakaguchi Chie, Nakamura Eizo. Фракционирование изотопов бора между жидкостью и газом по линии насыщенного пара воды.
- 17.00-17.20** Веклич М.А., Гончаров И.В., Самойленко В.В., Трушков П.В., Жердева А.В., Обласов Н.В. Особенности изотопного состава углерода флюидов Лодочного месторождения.
- 17.20-17.40** Морозов Ю.А., Севастьянов В.С., Юрченко А.Ю., Кузнецова О.В. О влиянии сейсмогенной динамической подвижки в карбонатах на процессы выделения углерода и фракционирование его изотопов.

**30 октября 2019**

**УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ**

Председатели: *В.Б. Поляков, В.С. Севастьянов*

- 10.00-10.20** Дубинин А.В., Дубинина Е.О., Семилова Л.С. Вентиляция анаэробной зоны Черного моря по данным изотопного состава серы сульфата.
- 10.20-10.40** Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Авдеенко А.С. Растворенный неорганический углерод ([DIC],  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ ) в зоне влияния стока Индигирки и Колымы на шельфе Восточно-Сибирского моря.
- 10.40-11.00** Казанцева А.С. Гидрохимия и изотопный ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) состав вод реки Колва.
- 11.00-11.20** Коссова С.А., Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю. Механизмы опреснения морских вод в заливах Цивольки и Седова (Новая Земля) по изотопным ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) данным.
- 11.20-11.40** Чижова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных параметров ледников архипелага Новая Земля.
- 11.40-12.00** ПЕРЕРЫВ
- 12.00-12.20** Падалко Н.Л., Козлова Е.В., Голышев С.И., Праздничных М.И., Черников Е.В., Яворов П.Ф., Плешаков А.М., Спасенных М.Ю. Особенности состава органического вещества юрских отложений в краевых частях Западной Сибири.
- 12.20-12.40** Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л. Вариации изотопного состава C, S и Sr в неопротерозойских осадочных карбонатах, сульфатах и сульфидах: связь с климатом и оксигенизацией атмосферы.
- 12.40-13.00** Рослякова А.С., Севастьянов В.С., Федулов В.С., Федулова В.Ю., Кузнецова О.В., Душенко Н.В., Наймушин С.Г. Изотопные исследования органического вещества морских осадков в Восточно-сибирском море.

**13.00-14.00** ОБЕД

**13.00-15.00** ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СТЕНДОВЫХ ДОКЛАДОВ.

## ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *Е.О. Дубинина, Б.Г. Покровский*

- 15.00-15.20** Спасенных М.Ю., Воропаев А.В., Леушина Е.А., Козлова Е.В., Богданович Н.Н. Применение методов изотопной геохимии для решения задач поиска, разведки и добычи сланцевых углеводородов (на примере Баженовской и Доманиковой свит).
- 15.20-15.40** Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Валяева О.В. Изотопы углерода *N*-алканов нефтей нижнего палеозоя Тимано-Печорского бассейна, генетически связанных с отложениями ордовика.
- 15.40-16.00** Габитов Р.И., Боррелли К., Киркланд Б., Сахи Д., Скарке А., Кремьер А., Паньери Г. Исследование карбонатной коры из недавно обнаруженного метанового просачивания на Североатлантической континентальной окраине США.
- 16.00-16.20** Павельева Ю.Н., Прасолов Э.М. Изотопный анализ фракций нефтей для диагностики генетического родства на примере месторождений Западной Сибири.
- 16.20-16.40** ПЕРЕРЫВ
- 16.40-17.00** Обласов Н.В., Гончаров И.В., Дердуга А.В., Покатилов В.Н., Митюков А.В., Чудинова М.А. Оценка роли сеноман-туронских нефтематеринских отложений в формировании нефтегазоносности Краснодарского края с использованием изотопных данных.
- 17.00-17.20** Иванов А.А., Севастьянов В.С., Коноплева И.В., Кузнецова О.В., Долгоносов А.А., Телегина Т.А., Вечтомова Ю.Л., Буглак А.А., Шевчук Т.В., Волков А.А., Польшаков В.И., Марьясина С.С., Галимов Э.М. Эффект потери конформационного сродства SAH к метилазе при изотопозамещении углерода <sup>12</sup>C на <sup>13</sup>C.
- 17.20-17.40** Яковлев Д.В., Прасолов Э.М., Петров В.В., Хабарова А.А., Брылина А.В., Назарова Т.А., Каменский И.Л. Изотопно сверхтяжелый углерод метана в газах гидротерм полуострова Святой Нос (оз. Байкал).
- 17.40-18.00** Латыпова М.Р., Краснова Е.А., Калмыков А.Г., Балущкина Н.С., Юрченко А.Ю. Определение типа вторичных преобразований по изотопным характеристикам карбонатных пород Абалакского комплекса.

31 октября 2019

## УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *А.И. Буйкин, В.Н. Реутский*

- 10.00-10.20** Верховский А.Б., Anand M., Barber S. J., Sheridan S., Morgan G.H. Метод количественного определения содержания газов в геологических образцах и его применение при анализе метеоритов и лунного реголита.
- 10.20-10.40** Реутский В.Н. Изотопный метод определения окислительно-восстановительных условий алмазообразования.
- 10.40-11.00** Буйкин А.И., Кузнецова О.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Севастьянов В.С. Изотопный анализ водорода и кислорода в микроколичествах воды, выделенной из флюидных включений в породах и минералах.

**11.00-11.20** Буйкин А.И., Верховский А.Б., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Изотопный состав и элементные отношения азота, аргона и гелия во флюидных включениях в породах ранних стадий образования Гулинского массива.

**11.20-11.40** Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гоневчук В.Г., Раткин В.В. Свинцово-изотопные «метки» источников вещества рудных месторождений Южно-Сихотэ-Алинской провинции (Дальний Восток, Россия).

**11.40-12.00** ПЕРЕРЫВ

**12.00-12.20** Акимова Е.Ю., Верховский А.Б., Лохов К.И. Изотопы гелия и аргона из пород с изотопно-лёгким кислородом (Хитоостров, Северная Карелия): данные ступенчатого дробления кристаллов корунда.

**12.20-12.40** Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А., Прасолов Э.М. Генезис  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2$  в газах углекислых вод Северного Кавказа

**12.40-13.00** Четвериков Ю.О., Аруев Н.Н., Булат С.А., Груздов К.А., Ежов В.Ф., Жан-Баптист Ф., Каменский И.Л., Липенков В.Я., Прасолов Э.М., Соловей В.А., Тюкальцев Р.В., Федичкин И.Л. Исследования содержания и изотопных отношений благородных газов в конжеляционном льду озера Восток.

**13.00-14.00** ОБЕД

**13.00-15.00** ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СТЕНДОВЫХ ДОКЛАДОВ.

**15.00-15.20** Виноградова Л.Д. История изотопных исследований в Биогеохимической лаборатории АН СССР.

**15.20-17.00** Общая дискуссия. Закрытие Симпозиума  
Председатели: Э.М. Галимов, Ю.А. Костицын

**1-я стендовая сессия**  
**(30 октября 2019г., 13.00-15.00)**

1. **Аксёнова Ю.Б., Лапко И.В., Кузнецова О.В., Василевский С.В., Аксёнов А.В.** Исследование методом масс-спектрометрии изотопных отношений изменений изотопного состава углерода и водорода эфирного масла корицы при его фальсификации
2. **Арефьев М.П.** Изотопно-геохимическая цикличность ( $\Delta^{13}\text{C}$ ,  $\Delta^{18}\text{O}$ ) как показатель природы цикличности континентальных пермо-триасовых отложений Восточно-Европейской платформы
3. **Буякайте М.И., Колесникова А.А., Покровский Б.Г., Петров О.Л.** Крупнейший изолированный бассейн палеозоя: С- O- S- и Rb-Sr – изотопная систематика терригенно-сульфатно-карбонатных отложений верхоленской свиты, средний - верхний кембрий Сибирской платформы
4. **Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Арефьев М.П.** Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пресноводных карбонатах переходных толщ перми и триаса Московской синеклизы как показатель источника сноса
5. **Вишневская И.А., Костицын Ю.А., Русаков В.Ю., Сомсикова А.В.** Изотопный состав Sr, Nd, Pb голоценовых глинистых отложений залива Ога (архипелаг Новая Земля)
6. **Голышев С.И., Падалко Н.Л., Мадешева Р.К.** Особенности изотопного состава углерода нефтей Арыкумского прогиба (Южный Казахстан)
7. **Дуб С.А., Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Николаева С.В., Мельничук О.Ю., Кулагина Е.И., Петров О.Л.** Изотопный состав углерода и кислорода в известняках пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала на Южном и Среднем Урале
8. **Зыкин Н.Н., Токарев И.В., Козина Н.В., Рейхард Л.Е.** Водобмен Каспия по данным о стабильных изотопах ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ )
9. **Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю.** Геохимические особенности газов Чайндинского нефтегазоконденсатного месторождения
10. **Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю.** Изотопный состав кислорода и водорода метеогенных вод Ленского района Якутии
11. **Калашникова Д.А., Симонова Г.В., Гераскевич А.В., Крайнюков А.А.** Исследование изотопного состава атмосферных осадков в районе г. Томск (2017-2018 гг.)
12. **Коробова Е.М., Романов С.Л., Тарасов О.В., Березкин В.Ю., Долгушин Д.И., Баранчуков В.С., Модоров М.В., Иванов О.П.**  $^{137}\text{Cs}$  И  $^{90}\text{Sr}$  как маркеры миграции вещества в элементарных ландшафтно-геохимических системах
13. **Кривенко А.П., Севастьянов В.С., Наймушин С.Г.** Изотопные эффекты при abiогенном синтезе органических соединений по литературным данным
14. **Кузнецова О.В., Аксенова Ю. Б., Лапко И.В.** Изменения изотопного состава деревьев в зависимости от географического места их произрастания методом изотопной масс-спектрометрии
15. **Лапко И.В., Аксенов Ю.Б., Кузнецова О.В., Василевский С.В.** Применение масс-спектрометрии изотопных отношений и дискриминантного анализа для классификации растительной культуры *Cinnamomum* по происхождению
16. **Немченко-Ровенская А.С., Немченко Т.Н.** Изотопный состав углерода нефти крупных и уникальных нефтяных месторождений России



17. **Падалко Н.Л., Голышев С.И., Шиганова О.В., Соболев П.Н., Черников Е.В., Праздничных М.И., Яворов П.Ф.** Изотопно-геохимические исследования верхнерифей - венд-нижнекембрийских отложений параметрической скважины Усть-Майская 366 (юго-восток Сибирской платформы)
18. **Петров П.Ю., Покровский Б.Г., Петров О.Л.** Следы раннедиагенетического метаногенеза в изотопном составе углерода и кислородакарбонатного цемента из эдиакарских постледниковых отложений Патомского нагорья
19. **Потапов С.С., Киселёва Д.В., Червяковская М.В., Червяцова О.Я., Садыков С.А., Дбар Р.С.** Изотопные соотношения стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) термальных вод месторождения Кындыг и отлагающихся из них минеральных солей
20. **Садыков С.А., Потапов С.С., Червяцова О.Я., Базарова Е.П., Дбар Р.С.** Изотопный состав серы и кислорода в сульфатных минералах пещер Урала и Кавказа
21. **Стенников А.В., Севастьянов В.С., Душенко Н.В., Наимушин С.Г., Федулов В.С., Федулова В.Ю., Рослякова А.С.** Основные закономерности распределения газов и изотопного состава углерода ( $\text{CO}_2$ ) в верхнем слое осадков континентального склона моря Лаптевых
22. **Федулов В.С., Севастьянов В.С., Бычков А.Ю., Кузнецова О.В.** Изотопно-геохимические исследования нефтей доманиковой свиты
23. **Федулова В.Ю., Винникова А.И., Севастьянов В.С., Душенко Н.В., Кузнецова О.В.** Изотопно-фракционные характеристики органического вещества верхнего слоя морских осадков шельфовых полей моря Лаптевых
24. **Харитоновна Н.А., Лямина Л.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Корзун А.В., Чебыкин Е.П.** Изотопы Н, О и U в низкоэнталийных термальных водах месторождения Кульдур (Еврейская АО, Россия)

**2-я стендовая сессия**  
*(31 октября 2019 г., 13.00-15.00)*

1. **Берзин С.В., Иванов К.С., Червяковская М.В., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В.** Отношения изотопов Sr, Nd и Pb в пермско-триасовых трапповых базальтах фундамента Западно-Сибирской платформы
2. **Болонин А.В.** Изотопный состав кислорода и углерода в первичных карбонатах мира
3. **Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Газеев В.М., Курчавов А.М., Олейникова Т.И.** Плиоценовый Чегемский кальдерный комплекс Большого Кавказа: изотопно-геохимические характеристики вулканоплутонической системы
4. **Ветрин В.Р., Белоусова Е.А.** Lu-Hf изотопная систематика циркона из щелочных пород массива Сахарйок, Кольский полуостров
5. **Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А.** Масс-независимое фракционирование изотопов серы в породах Сибирского кратона
6. **Егорова Ю.С., Лобач-Жученко С.Б., Адамская Е.В., Богомолов Е.С., Каулина Т.В., Сергеев С.А.** Изотопный состав Hf циркона эоархейского метабазальта (мафического гранулит), Побужский комплекс, Украинский щит
7. **Зайцев В.А., Елизаров Д.В.** Новые данные по Sr-Nd систематике Контайской интрузии (Полярная Сибирь)
8. **Корочанцева Е.В., Верховский А.Б., Лоренц К.А., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.** Первые данные по благородным газам и азоту, полученные методами ступенчатого окисления и дробления в хондрите Озерки

9. **Крымский Р.Ш., Салтыкова А.К., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А.** Особенности высокобарического микроволнового разложения силикатов и сульфидов при Re-Os изотопном анализе
10. **Кудряшов Н.М., Мокрушина О.Д., Каменский И.Л.** Вольфрамовая минерализация в архейских гранитах Мурманского блока (Кольский регион): флюидные включения и изотопный состав гелия в шеелите
11. **Кузьмин М.И., Дриль С.И., Медведев А.Я., Ставицкая М.В.** Источники вещества пикритовых базальтов Гудчихинской свиты Тунгусской синеклизы по Pb-Sr изотопным данным.
12. **Кулешов В.Н., Свиридов Л.И., Петров О.П.** Руды марганца Порожинского месторождения: геохимия изотопов, генезис
13. **Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В., Баянова Т.Б., Нерович Л.И.** Геохимические (Nd-Sr и REE) особенности пород нижней части разреза массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит)
14. **Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В.** Вариации изотопного состава пермско-триасовых внутриплитных габбро Чукотского террейна
15. **Львов П.А., Мыскова Т.А., Бережная Н.Г.** Подвижность изотопов урана и свинца в матрице циркона на локальном уровне при лабораторном отжиге и селективном кислотном растворении - приложение метода CA-SIMS
16. **Майорова Т.П.** Изотопный состав сульфидной серы рудопроявлений в рифейских чёрных сланцах Среднего Тимана
17. **Нестерова Н.С., Кунаккузин Е.Л., Сингх В.К., Светов С.А., Слабунов А.И.** Изотопия Nd неорхейских гранитов Бунделкхандского кратона (Индия)
18. **Очирова Г.В., Чугаев А.В., Чернышёв И.В.** Высокоточный изотопный анализ урана методом MC-ICP-MS с использованием системы ввода образцов «ARIDUS»
19. **Середа Е.Е., Бережная Н.Г., Родионов Н.В., Львов П.А., Антонов А.В., Сергеев С.А., Беляцкий Б.В.** Изотопно-геохимические характеристики сосуществующей минеральной пары бадделеит-циркон как отражение особенностей эволюции базитовых расплавов
20. **Серов П.А., Баянова Т.Б., Екимова Н.А.** Первые данные о коэффициентах распределения Nd и Sm в сульфидных минералах из мафит-ультрамафитовых комплексов Балтийского щита, Арктический регион
21. **Серов П.А., Кунаккузин Е.Л., Стешенко Е.Н., Елизаров Д.В.** Вариации Nd/Sr как индикаторы рудоносных зон по разрезам "критического горизонта" Г. Нюд (Кольский полуостров, Мончегорский район)
22. **Сомсикова А.В., Федотова А.А., Фугзан М.М., Кириозова Т.И., Аносова М.О., Тевелев А.В., Астраханцев О.В.** Изотопный состав Nd мигматитов Тараташского метаморфического комплекса Южного Урала
23. **Сомсикова А.В., Федотова А.А., Переляев В.И., Разумовский А.А., Хаин Е.В.** Новые Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические данные для пород Среднемамаканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского пояса
24. **Стешенко Е.Н., Серов П.А., Кунаккузин Е.Л., Екимова Н.А., Елизаров Д.В.** Палеопротерозойский Кандалакшско-Колвицкий габбро-анортозитовый комплекс (Фенноскандинавский щит): новые изотопно-геохимические (Nd-Sr) данные
25. **Удуратина О.В., Саватенков В.М., Куликова К.В.** Ультракалиевые породы Тимана: Sm-Nd данные

26. **Удоратина О.В., Мон Ф.Ц.** Изотопный состав гафния цирконов редкометалльных полей Полярного Урала
27. **Фисенко А.В., Verchovsky A.V., Семенова Л.Ф., Ширяев А.А.** Вариации содержаний Ag и Xe в кислотно-нерастворимых фракциях хондрита Саратов (L4)
28. **Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Манджиева Г.В., Садасюк А.С.** Источники рудного вещества Cu-порфировых и Cu-скарновых месторождений Южного Урала: результаты первых системных Pb-Pb изотопных исследований
29. **Чугаев А.В., Чернышев И.В., Будяк А.Е., Тарасова Ю.И., Гареев Б.И., Баталин Г.А.** Свинцово-изотопные характеристики золоторудной минерализации «Сухоложского» типа Северного Забайкалья
30. **Шуйский А.С., Удоратина О.В., Мон Ф.Ц.** Гранитоиды Центрально-Уральского поднятия: Hf данные (Полярный Урал)
31. **Шумлянский Л., Li Z.Y.** Источник метасоматических флюидов ураноносных альбититов Центрально-Украинской урановой провинции по данным об изотопном составе Sr и Nd
32. **Якубович О.В., Стюарт Ф., Мочалов А.Г.** Космогенный гелий в самородных металлах: реконструкция условий и длительности образования уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан, Хабаровский край
33. **Ятимов У.А., Садыков С.А., Сафаралиев Н.С.** Изотопный состав C и O карбонатов сульфидно-магнетитового месторождения Акташ (западный Карамазар, Таджикистан)

## **CAMECA IMS 1300-HR<sup>3</sup>: HIGH PERFORMANCE ION MICROPROBE**

Camescasse E., Peres P., Fernandes F., Renaud L.

*CAMECA, France*

The success of secondary ion mass spectrometry (SIMS) in Geo- and Cosmo-chemistry relies on its performance in terms of: 1) very high sensitivity (mandatory for high precision measurements or to achieve low detection limits); 2) a broad mass range of elemental and isotopic species, from low mass (H) to high mass (U and above); 3) in-situ analysis of any solid flat polished surface; and 4) high lateral resolution from tens of microns down to sub-micron scale.

The IMS 1300-HR<sup>3</sup> (High Reproducibility, High spatial Resolution, High mass Resolution) is the latest generation of CAMECA's large geometry magnetic sector SIMS (or ion microprobe), successor to the internationally recognized IMS 1280-HR. The 1300-HR<sup>3</sup> delivers unmatched analytical performance for a wide range of applications: stable isotopes, geochronology, trace elements, nuclear safeguards and environmental studies...

High density cesium or oxygen primary ion beam bombardment combined with optimized transmission allow high precision stable isotope studies and analysis of trace elements at high sensitivity (e.g. mandatory for Pb analyses in Zircon). The IMS 1300-HR<sup>3</sup> is equipped with a high brightness RF-plasma oxygen ion source with enhanced beam density and current stability, dramatically improving spatial resolution, data reproducibility, and throughput. Thanks to its superior imaging capabilities, mapping of major, minor and trace elements or isotopes can also be obtained with sub-micron lateral resolution.

The IMS 1300-HR<sup>3</sup> multi-collector system ensures ultimate reproducibility for stable isotope ratio measurements and significantly increases the throughput of the instrument by reducing the total acquisition time. Tenth of permil isotopic ratio reproducibility can be routinely obtained for multi-collection spot analyses using multiple Faraday Cups (FC) ion detectors together with typically a few nA of primary current. Low noise  $10^{12} \Omega$  resistor FC preamplifier boards are also available for measuring low signal intensities (down to  $10^5$  c/s range) with high analytical precision. For optimized precision using EM (electron multipliers) detectors, an automated adjustment of the EM high voltage (HV) is available for minimizing the effect of EM aging on reproducibility. These recent developments allow filling the gap between the EM and FC detection range; challenging applications such as quadruple sulfur or triple oxygen isotope measurements can now be addressed with no compromise on lateral resolution and data precision.

The IMS 1300-HR<sup>3</sup> is equipped with an automated sample loading system with motorized sample height (Z) adjustment, significantly increasing analysis precision, ease-of-use, and productivity.

The resolution of the sample surface optical image has also been improved thanks to the new UV-light optical system (developed by University of Wisconsin). It includes a dedicated software for sample imaging, which enhances the accuracy of positioning, ensuring easy and efficient sample navigation and instrument operation.

Instrumental developments and recent data obtained with CAMECA large geometry magnetic sector SIMS will be presented in detail.

## ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ И АРГОНА ИЗ ПОРОД С ИЗОТОПНО-ЛЁГКИМ КИСЛОРОДОМ (ХИТООСТРОВ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): ДАННЫЕ СТУПЕНЧАТОГО ДРОБЛЕНИЯ КРИСТАЛОВ КОРУНДА

Акимова Е.Ю.<sup>1</sup>, Верховский А.Б.<sup>2</sup>, Лохов К.И.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИГГД РАН (79052513147@yandex.ru); <sup>2</sup>The Open University, UK; <sup>3</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ»

Корундсодержащие породы проявлений Северной Карелии характеризуются аномально изотопно-лёгким составом кислорода:  $\delta^{18}\text{O}$  в них достигает -27 ‰,  $\delta^{17}\text{O}$  до -14 ‰, а  $\delta\text{D}$  до -235 ‰ (проявление Хитоостров), в связи с чем разные исследователи постулировали участие талых ледниковых или иных поверхностных вод в процессах формирования этих пород (Высоцкий и др., 2014, Bindeman et al., 2014, Herwartz et al., 2015 и ссылки в них). Это можно проверить с использованием геохимии изотопов благородных газов, весьма надёжного метода, достоверность результатов которого возрастает, если исследуются мономинеральные фракции методом ступенчатого дробления в вакууме.

Изотопный состав аргона и содержание гелия определены при помощи системы масс-спектрометров Finesse в The Open University, Milton Keynes, UK по методике ступенчатого дробления (Verchovsky et al., 2002; Buikin et al., 2017). Изучались не содержащие включений биотита и амфибола обломки кристалла (вес образца 386.9 мг). Измеренные количества  $^4\text{He}$ ,  $^{36}\text{Ar}$  и  $^{40}\text{Ar}$  были скорректированы на бланк.

При 100 ударах фиксируется пик выделения  $^{40}\text{Ar}$  ( $1.27 \times 10^{-5}$  см<sup>3</sup>/г),  $^{36}\text{Ar}$  ( $0.06 \times 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г) и  $^4\text{He}$  ( $1.11 \times 10^{-7}$  см<sup>3</sup>/г), причем все изотопы выделяются одновременно, следовательно, являются компонентой первичных флюидных включений, которые наблюдаются в кристаллах корунда. Изотопное отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  составляет 2048, а элементное отношение  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$  составляет 0.087. В целом эти цифры неплохо стыкуются с теми, что получены нами ранее для валовых проб (Акимова и др., 2017).

Новые данные подтверждают наш вывод об относительно низком вкладе атмосферных благородных газов во флюиде, участвовавшем в процессах формирования корундсодержащих пород с аномальным изотопным составом кислорода. Загадочными остаются причины относительно низкого отношения  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ , которое на порядок ниже, чем production ratio. Обеднение легким  $^4\text{He}$  можно рассматривать как результат фракционирования, которое, похоже, не согласуется с направлением фракционирования для кислорода.

## ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДОМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ ИЗМЕНЕНИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И ВОДОРОДА ЭФИРНОГО МАСЛА КОРИЦЫ ПРИ ЕГО ФАЛЬСИФИКАЦИИ

Аксенова Ю.Б.<sup>1</sup>, Лапко И.В.<sup>1</sup>, Кузнецова О.В.<sup>2</sup>, Василевский С.В.<sup>1</sup>, Аксенов А.В.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ФГУП «НЦ «Сигнал» (*julia\_aksenova@inbox.ru*); <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН

Термин «фальсифицированная продукция» определен в Федеральном законе «О качестве и безопасности пищевых продуктов» как умышленно измененная (поддельная) и/или имеющая скрытые свойства и качество продукция, информация о которой является заведомо неполной и недостоверной (ФЗ № 29, 2000).

Фальсификация эфирных масел чаще производится путем придания им отдельных наиболее типичных признаков (внешнего вида, запаха) при общем ухудшении или утрате наиболее значимых свойств. В качестве продуктов фальсификации эфирных масел могут быть использованы синтетические добавки, более дешевые эфирные масла и их отдельные фракции (Дмитриченко М.И., 2003).

Целью настоящей работы являлось исследование изменений изотопного состава углерода и водорода эфирного масла корицы при его возможной фальсификации, путем смешения с более дешевым эфирным маслом кассии.

Диапазоны вариаций изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и водорода ( $\delta\text{D}$ ) подлинных эфирных масел корицы и кассии, выделенных методом паровой дистилляции из коры коричника цейлонского и китайского, установлены в работе (Аксенова Ю.Б., 2019) на основании измерения 34 образцов. Для эфирного масла корицы диапазоны составили  $\delta^{13}\text{C}$  (-29.2 ‰ : -27.3 ‰) и  $\delta\text{D}$  (-140 ‰ : -128 ‰), для эфирного масла кассии  $\delta^{13}\text{C}$  (-26 ‰ : -24 ‰) и  $\delta\text{D}$  (-180 ‰ : -160 ‰).

Выбранные для исследования 5 образцов эфирных масел корицы и 5 образцов эфирных масел кассии, изотопный состав углерода и водорода которых представлял собой крайние и средние точки установленных диапазонов, смешивали между собой в соотношениях 1:1, 1:2, 1:5, 1:10. Всего для анализа было приготовлено 100 смесей.

Эфирные масла, а также полученные смеси анализировали с использованием изотопного масс-спектрометра Delta V Advantage, соединенного с элементным анализатором Flash 2000 для определения углерода и пиролизатором TC/EA FINNIGAN для определения водорода посредством интерфейсного блока ConFlow IV («Thermo Scientific», Германия).

В результате проведенного исследования установлено, что зависимость между количеством внесенного эфирного масла кассии и изотопным составом как углерода, так и водорода носит логарифмический характер. Увеличение доли продукта фальсификации в эфирном масле корицы приводит к смещению значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta\text{D}$  в сторону диапазонов вариации характерных для эфирного масла кассии. При смешении эфирных масел в соотношении 1:2 и более полученные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta\text{D}$  выходят за установленный диапазон вариаций, характерный для эфирного масла корицы. При этом разница между значениями  $\delta^{13}\text{C}$  исходного и фальсифицированного продукта, составила от 1.1 ‰ до 3.8 ‰, для  $\delta\text{D}$  разница составила от 14.6 ‰ до 46.8 ‰.

Результаты исследования могут быть использованы при определении подлинности и выявлении фальсификации эфирного масла корицы.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{18}\text{O}$ ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПРИРОДЫ ЦИКЛИЧНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРМОТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Арефьев М.П.

ГИН РАН (*mihail-3000@inbox.ru*)

Континентальная постказанская пермо-триасовая формация Восточно-Европейской платформы (ВЕР) простирается в восточной части Русской равнины, достигая 500 м суммарной мощности. Отложения демонстрируют отчетливую цикличность. Границы между циклитами диагностируются по явным и скрытым эрозионным поверхностям. Явные поверхности эрозии фиксируются в основании песчаных линз аллювиального генезиса. Скрытые выделяются по кровле алевроито-глинистых брекчий, близких к отложениям внутриматериковых и приморских плай с терригенной седиментацией, где быстрое накопление паводковых или прибрежно-озерных осадков сменяется длительной аэралью экспозицией и разрушением накопившихся отложений без значительного перемещения продуктов выветривания – и по кровле палеопочв. В пермской части рассматривается порядка 30 седиментационных циклитов, в триасе выделяется около 10 циклитов.

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода карбонатов были детально отобраны образцы озерных карбонатов и почвенные карбонатные модули в долинах рек Волги, Сухоны, Сев. Двины, Юга и Ветлуги. В пермской части выявлено ритмичное колебание величин  $\delta^{18}\text{O}$  в осадочных карбонатах от очень низких до очень высоких значений. Начиная с основания уржумского яруса  $\delta^{18}\text{O}$  увеличивается от значений меньше 24... 25 ‰ SMOW до максимально высоких около 33... 35 ‰, после чего наблюдается следующее снижение до значений меньше 24... 25 ‰ и новое увеличение до 33...35 ‰. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных карбонатах тоже демонстрируют закономерные ритмичные колебания, как правило, от 20... 21 ‰ до 25... 26 ‰. При переходе к триасу ритмичные колебания величин  $\delta^{18}\text{O}$  выявлены в педогенных карбонатах, значения  $\delta^{18}\text{O}$  меняются от 21... 22 до 25... 26 ‰.

Ритмичные колебания  $\delta^{18}\text{O}$  позволяют выделить изотопно-геохимические циклиты. Их границы предлагается проводить по минимальным значениям  $\delta^{18}\text{O}$ . При этом границы циклитов, выделенных по изотопно-геохимическим признакам, близки или совпадают с границами циклитов, выделенных по седиментологическим критериям.

Геохимические данные для различных изотопно-геохимических циклитов в целом сходные и показывают единую природу цикличности пермских и триасовых отложений. Минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  на границах циклитов указывают на накопление наиболее грубых терригенных отложений при температурных минимумах, т.к. снижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в континентальных карбонатах указывает на похолодание (Leng, Marshall, 2004). Похолодания закономерно коррелируют с гумидизацией, активизацией речного стока и с повышением скорости терригенной седиментации, что, видимо, подавляло карбонатную садку в озерах и приводило к широкому распространению аэральных обстановок.

Осадочные и педогенные карбонаты с высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  формировались во время температурных оптимумов. Повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  до значений более 30 ‰ SMOW в континентальных обстановках указывает на интенсивные процессы эвапоритизации (Leng, Marshall, 2004), происходившие при потеплениях. Отсюда цикличность пермских и триасовых отложений ВЕР отражает ритмичные температурные колебания.

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕЗОАРХЕЙСКИХ ПОРОД ПОЛОСЧАТОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ (ВІF)  
ФОРМАЦИИ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
(БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ, АРКТИЧЕСКИЙ РЕГИОН).**

Баянова Т.Б.<sup>1</sup>, Иванюк Г.Ю.<sup>1</sup>, Базай А.В.<sup>1</sup>, Астафьев Б.Ю.<sup>2</sup>, Воинова О.А.<sup>3</sup>, Кунаккузин  
Е.Л.<sup>1</sup>, Серов П.А.<sup>1</sup>, Борисенко Е.С.<sup>1</sup>, Стещенко Е.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГИ КНЦ РАН (*tamara@geoksc.apatity.ru*); <sup>2</sup>ИГГД РАН; <sup>3</sup>ВСЕГЕИ

Крупнейшие месторождения полосчатой железорудной формации (ВІF) Оленегорского рудного района расположены в породах серых гнейсов и ТТГ Центрально-Кольского мегаблока. Формирование месторождений Кировогорского и Оленегорского железистых кварцитов находятся в интервале от 2.85 до 2.55 млрд лет (длительность 300 млн лет). Модельный Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) возраст протолитов исходных магм систематически отражает возраст в 2.85 млрд лет с положительными величинами  $\epsilon_{Nd}$  от +1.5 до +2.8, первичные мантийные отношения  $ISr$  измерены в 0.7023.

Железистые скарноиды с самородными Au, Ag, Bi и теллуридами этих металлов сформированы в 2.75 млрд лет согласно U-Pb и SHRIMP данным по цирконам. Процессы формирования низкотемпературных кварцево-цеолитовых жил с переотложенным Au отразили возраст в 2.55 млрд лет для циркона (по U-Pb и SHRIMP систематикам). Измеренные  $T$  кристаллизации  $^{\circ}C$  в цирконах изученной коллекции отразили 700-800  $^{\circ}C$  закрытия изотопных U-Pb систематик и формирования акцессориев.

Графики распределения REE в породах железорудной формации имеют более выраженный положительный наклон спектров по сравнению с вмещающими гнейсами и отражают вклад мантийных источников типа E-MORB и OIB первичных магм. Графики распределения REE в цирконах железорудной формации характеризуются меньшим содержанием HREE по сравнению с цирконами вмещающих гнейсов.

*Комплексные работы посвящены светлой памяти учителей: академика РАН Ф.П. Митрофанова (1935-2014) и д.г.-м.н. П.М. Горяинова (1937-2019).*

*Научные исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053, проектов РФФИ 18-35-00246 мол\_а, 18-35-00152 мол\_а, 18-05-70082 «Ресурсы Арктики» и программы Президиума РАН 48.*



## ОТНОШЕНИЯ ИЗОТОПОВ Sr, Nd и Pb В ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВЫХ БАЗАЛЬТАХ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Берзин С.В., Иванов К.С., Червяковская М.В., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В.  
ИГГ УрО РАН (sbersin@ya.ru)

Пермско-триасовые трапповые базальты широко распространены на территории Сибирской платформы, в доюрском фундаменте Западно-Сибирской платформы, обнажаются на Среднем Урале, в Тимано-Печорском регионе и на Кузбассе. Излияние основной части базальтов происходило  $249.4 \pm 0.5$  млн лет назад, однако на территории Западной Сибири трапповый вулканизм начался еще в средней перми  $268 \pm 7.5$  млн лет назад (Иванов, Ерохин, 2019). Пермско-триасовые базальты в фундаменте Западно-Сибирской платформы характеризуются гораздо меньшей степенью изученности по сравнению с траппами Сибирской платформы. Данные по отношениям стабильных изотопов в них отсутствуют.

Нами были изучены изотопные отношения Sr, Nd и Pb в образцах пермско-триасовых базальтов из доюрского фундамента Западно-Сибирской платформы из скважин: Ен-Яхинская СГ-7, 6428 м, 8009 м и 8250 м, Тюменская СГ-6, 6975 м, Уренгойская 414-р, 5470.54 м (ЯНАО); Западно-Чистиная 501, 3500 м (центральная часть ХМАО); Усть-Иусская 8000, 1794 м, Северо-Шушминская 10208, 2037 м (западная часть ХМАО); Лекоская 27, 2575.5 м и 2577.5 м (восточная часть ХМАО).

Измерения соотношений изотопов Nd, Sm и Pb были выполнены на NEPTUNE PLUS, а Rb и Sr на TRITON PLUS (ThermoFinnigan) в ИГГ УрО РАН. Выделение Pb проводили по методике (Kamber, Gladu, 2009). Измерение Pb проводилось с Tl-нормализацией. Использовались стандарты MerckNd, NIST SRM 987, NIST SRM 981, андезит USGS AGV-2, базальт USGS BHVO-2.

На диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}$  точки составов базальтов из различных участков Западно-Сибирской платформы кучно легли вдоль линии главного мантийного тренда и попали в область траппов Сибирской платформы по. По соотношениям изотопов Pb большая часть проб попадает в поле составов траппов Сибири по (Wooden et al., 1993). Вероятно это указывает на общий мантийный источник формирования траппов на обширной территории Евразии. Пробы из скважин Западно-Чистиная 501 (3500 м) и Уренгойская 414-р (5470.54 м) отклоняются в сторону повышенного отношения U/Pb, что возможно связано с контаминацией корового материала.

*Авторы благодарны главному геологу СибНАЦ к.г.-м.н. В.С. Бочкареву за предоставленные образцы керна глубоких скважин. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-05-70016. «Геологическое строение и эволюция кристаллического фундамента и рифтового комплекса полуострова Ямал и сопредельных территорий Арктической части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна».*

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА В ПЕРВИЧНЫХ КАРБОНАТИТАХ МИРА

Болонин А.В.

ФГБУ «ЦНИГРИ» (*bolonin.a@inbox.ru*)

Из литературных источников (около 100 названий) собраны 1593 парных значений  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  по первичным карбонатитам из 173 проявлений мира. Для статистических выборок по каждому карбонатитовому проявлению рассчитаны средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , линия и уравнение линейной регрессии  $y=kx+b$ , коэффициент аппроксимации  $R^2$ .

У половины карбонатитовых проявлений обнаружены отчетливые линейные тренды ( $R^2 \geq 0.30$ ). Горизонтальный размах линий регрессии (разность  $\delta^{18}\text{O}_{\text{max}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$ ) колеблется от 0.5 до 11 ‰, в 90 % случаев не превышает 7.5 ‰ и в среднем составляет 3.5 ‰. По углу наклона линий доминирует тренд с угловым коэффициентом  $k$  в диапазоне 0.09–0.51, в среднем 0.30 (прямая корреляция  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ ). В литературе этот тренд связывают с релейским высокотемпературным фракционированием карбонатитовых расплавов или с их седиментационной контаминацией. Второй тренд с  $k$  от -0.73 до 0.09, в среднем -0.27 (обратная корреляция  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ ), проявлен подчиненно. Его принято связывать с дегазацией  $\text{CO}_2$  из расплавов. Выявлен не обсуждаемый в литературе третий тренд с  $k$  от 0.51 до 1.51, в среднем 0.96 (прямая корреляция  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ ).

У другой половины карбонатитовых проявлений линейный тренд в значениях  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  не обнаруживается ( $R^2 < 0.30$ ), что, вероятно, вызвано комбинированным действием разнонаправленных трендов.

Каждое карбонатитовое проявление может быть охарактеризовано начальной точкой тренда. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  этой точки равно минимальному значению по статистической выборке. Значение  $\delta^{13}\text{C}$  рассчитывается из эмпирического уравнения регрессии. Для проявлений без линейного тренда начальная точка имеет минимальное значение  $\delta^{18}\text{O}$  и значение  $\delta^{13}\text{C}$ , равное среднему значению по выборке.

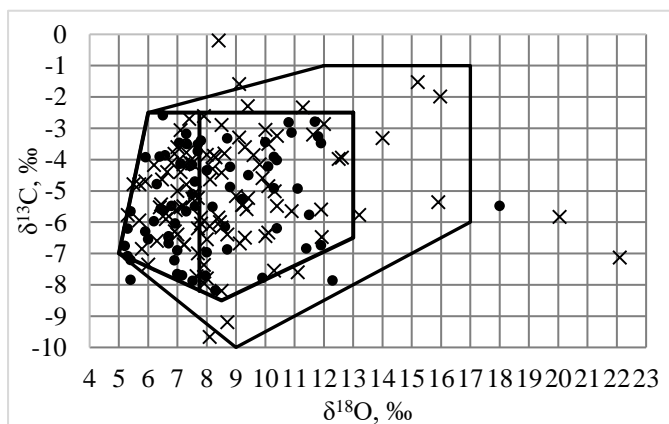


Рис. 1. Начальные точки в проявлениях с линейным трендом (жирная точка,  $n=70$ ) и в остальных проявлениях (косой крест,  $n=103$ ). Внешний контур РС-98%. Внутренний контур включает 90% точек (РС-90%) и разделен на две половины (РС-45%).

На рис. 1 вынесены две группы точек: 1) начальная точка в проявлениях с линейным трендом (жирная точка,  $n=70$ ); 2) начальная точка в остальных проявлениях (косой крест,  $n=103$ ). На диаграмме очерчены контуры, включающие 98 % средних точек (внешний контур) и 90 % начальных точек. Вертикальная линия  $\delta^{18}\text{O}=7.75$  ‰ разделяет контур 90 % на две части по 45 % от общего числа точек.

Итак, в координатах  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  ооконтурены поля первичных карбонатитов (primary carbonatites – PC), включающие 98 %, 90 % и 45 % от числа проявлений. Контур РС-90% приемлем для первичных карбонатитов. Для проявлений за пределами этого контура необходима углублённая петрографическая и другая аргументация первичной природы карбонатов. Контур РС-45 % ( $\delta^{18}\text{O} < 7.75$  ‰) с высокой вероятностью включает только первичные карбонатиты с мантийным источником вещества при минимальном проявлении изотопного фракционирования или контаминации расплавов. Больше влияние этих факторов предполагается для проявлений в контуре РС-45 % ( $\delta^{18}\text{O} > 7.75$  ‰).

## ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЧЕГЕМСКИЙ КАЛЬДЕРНЫЙ КОМПЛЕКС БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Газеев В.М., Курчавов А.М., Олейникова Т.И.  
*ИГЕМ РАН (bubnov@igem.ru)*

На Большом Кавказе наиболее масштабным кальдерным комплексом с широким развитием вулcano-плутонической системы является плиоценовый Чегемский вулканический центр. I фаза активности центра связана с извержениями андезибазальтовых влк. Сурх и Крандух (3.8-3.7 млн лет. назад). На II эксплозивной фазе около 2.8 млн лет назад возникла Верхнечегемская кальдера, сложенная игнимбритами и туфами риолит-дацитового состава. В это же время образовались игнимбриты и туфы Нижнечегемского нагорья и гранодиорит-порфиры интрузивного массива Джунгусу. Почти тот же возраст имеют андезиты влк. Кумтюбе и Кюйгенкая (2.8-2.7 млн. лет), нередко выделяемой III посткальдерной фазы активности центра.

Диапазон начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в андезибазальтах I фазы активности центра составляет 0.70460-0.70467 и 1.7...2.2 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Начальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в подавляющем большинстве игнимбритов и туфов Нижнечегемского нагорья эксплозивной фазы активности центра составляют 0.70578-0.70629 и -0.5...-0.7 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . В целом близкими изотопными параметрами обладают вулканиты Верхнечегемской кальдеры:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70553-0.70756$  и  $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.3...-0.9$ .

Гипабиссальный массив Джунгусу ряд исследователей считает частью резургентного купола Верхнечегемской кальдеры. Генетическое родство резургентных гранитоидов и вулканитов кальдеры подтверждено геохимическими данными. В подавляющем большинстве пород массива вариации начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют 0.70477-0.70571, а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.51261-0.51275$  (-0.6...+2.1 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ). Породы кальдеры имеют в целом более радиогенный состав Sr и менее радиогенный - Nd по сравнению с гранитоидами Джунгусу, что объяснено увеличением со временем доли мантийной компоненты в материнских расплавах пород II фазы активности Чегемского центра.

Ранее выявлено, что N-Q магматиты Большого Кавказа являются обычно гибридными мантийно-коровыми образованиями. Для пород Чегемского центра это подтверждено геохимическими данными. Изотопные данные не противоречат этому. На Sr-Nd изотопной диаграмме гипербола смешения составов расплава, генерируемого региональным мантийным источником OIB-типа «Caucasus», и варисцидской сиалической коры Большого Кавказа проходит через поле изученных пород, при этом ее конфигурация близка к линии аппроксимации точек составов пород центра, что допускает участие этих источников в петрогенезисе последних.

Итак, особенности вещественного состава пород Чегемской вулcano-плутонической системы могут быть объяснены их гибридным мантийно-коровым происхождением. Одним из источников вещества пород, скорее всего, был умеренно обедненный Compo-подобный резервуар. Наиболее вероятным резервуаром этого типа являлся региональный мантийный источник OIB-типа «Caucasus». Скорее всего, коровым источником являлся гетерогенный гранитно-метаморфический комплекс варисцид Большого Кавказа. В рамках «гибридной» модели можно утверждать о генетическом единстве пород Чегемской вулcano-плутонической системы.

*Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН.*

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ЭЛЕМЕНТНЫЕ ОТНОШЕНИЯ АЗОТА, АРГОНА И ГЕЛИЯ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В ПОРОДАХ РАННИХ СТАДИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

Буйкин А.И.<sup>1</sup>, Верховский А.Б.<sup>2</sup>, Асавин А.М.<sup>1</sup>, Когарко Л.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*bouikine@mail.ru*); <sup>2</sup>The Open University, UK

Гулинский массив является крупнейшим в мире щелочно-ультраосновным интрузивно-вулканическим комплексом и представляет собой сложный многостадийный плутон (Егоров, 1991), существенную роль в формировании пород которого играла флюидная фаза (Исакова и др., 2015; Panina, Usoltseva, 2008). Для получения информации об источниках и эволюции флюидной фазы на ранних этапах формирования Гулинского комплекса мы начали изотопно-геохимическое изучение ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород массива. Здесь представлены первые данные по изотопному составу и элементным соотношениям азота, аргона и гелия, полученные с применением метода ступенчатого дробления. Мы изучили пироксенит (Px), оливиновый нефелинит (валовая проба), мелилитолит (мелилит и магнетит), и меймечит (фракция Olv+Mt). Методика исследования подробно описана в (Buikin et al., 2017). Исследование показало, что содержание гелия, аргона и азота существенно выше в более ранних фазах - пироксените и оливиновом нефелините, в сравнении с более поздним мелилитолитом; еще меньше этих летучих в меймечите. Существенно более низкие содержания всех газов (до 2-х порядков величины) в меймечите может быть объяснено интенсивной дегазацией в ходе субэврального излияния лавы. Изотопный состав азота в ступенях дробления варьирует от +6.7 ‰ в пироксените до -15.4 ‰ в меймечите. Валовый изотопный состав азота в изученных образцах варьирует между -5.9 ‰ в меймечите и +1.3 ‰ в пироксените и показывает прямую зависимость от концентрации азота в образце. Следует отметить, что при относительно небольшом содержании азота (<100 ppb) валовые значения  $\delta^{15}\text{N}$  попадают в область составов, характерных для источника N-MORB (-5±3 ‰, Fisher et al., 2009). При увеличении концентрации азота до 200-400 ppb его изотопный состав смещается в область значений, наблюдаемых в карбонатитах Гулинского массива (Buikin et al., 2016), а также в карбонатитах и у/о породах массива Себлявр (Buikin et al., 2014) и в карбонатитах массивов Индии (Basu, Murti, 2015). Такой изотопно-тяжёлый азот связывают с субдуцированным осадочным азотом, богатым органическим компонентом (Dauphas and Marty, 1999). Изотопный состав аргона в ступенях дробления меймечита варьирует от атмосферного значения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (296) до 410, что указывает на сильную атмосферную контаминацию, произошедшую, по всей видимости, во время излияния меймечитовой лавы в поверхностных условиях. Остальные образцы содержат аргон с существенно более высокими отношениями  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (выше 1600 в валовых пробах), что указывает на значительный вклад мантийного компонента аргона. На диаграмме  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  -  $\text{N}_2/^{36}\text{Ar}$  точки данных для карбонатитов из разных регионов ложатся вдоль линий смешения между атмосферным компонентом и мантийным компонентом, близким по составу к E-MORB. Ультраосновные породы Гулинского массива образуют отдельный тренд, указывающий на то, что их мантийный источник сильно обогащен аргоном по отношению к азоту. Таким образом, изученные у/о породы Гулинского массива отличаются от карбонатитов, образовавшихся позднее, по азот-аргоновой изотопной систематике, что может говорить о том, что у них были разные флюидные источники.

*Работа поддержана грантом РФФИ №19-05-00681.*

## ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА В МИКРОКОЛИЧЕСТВАХ ВОДЫ, ВЫДЕЛЕННОЙ ИЗ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Буйкин А.И.<sup>1</sup>, Кузнецова О.В.<sup>1</sup>, Веливецкая Т.А.<sup>2</sup>, Игнатъев А.В.<sup>2</sup>, Севастьянов В.С.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН ([bouikine@mail.ru](mailto:bouikine@mail.ru)); <sup>2</sup>ДВГИ ДВО РАН

В работе обсуждаются результаты одного из этапов наших исследований, направленных на разработку и применение методики извлечения газов из флюидных включений, позволяющей в одной навеске изучать большой спектр изотопных систем – благородные газы, азот, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O. Наиболее перспективным для этого является метод (ступенчатого) дробления в вакууме, так как он позволяет эффективно выделять газы преимущественно из флюидных/газовых включений, не смешивая их с теми же газовыми компонентами, но находящимися в химически связанном виде в решетке минералов. На первом этапе работы с водными включениями мы извлекали воду полностью в одну ступень. Ранее нами был получен удовлетворительный результат по воспроизводимости данных по изотопному составу водорода воды, выделенной из включений в кварце, и сходимости данных, полученных в двух разных лабораториях методом механического измельчения проб в вакуумных условиях (Буйкин и др., 2016). Однако он не снимал полностью вопроса о влиянии хемосорбции и других эффектов, связанных с механическим измельчением проб, на получаемые изотопные данные. В связи с этим, для дополнительной проверки отработанной нами методики выделения и пробоподготовки воды из флюидных включений для изотопного анализа мы провели параллельный анализ аликвот образца кварца с выделением воды методом дробления в вакууме (ГЕОХИ РАН) и методом термодекрепитации (ДВГИ ДВО РАН). В задачи входило провести выделение воды физически разными способами, последний из которых не вызывает хемосорбцию или адсорбцию газов на поверхности вещества. Таким образом, планировалось проверить не только сходимость результатов, полученных двумя разными методами в разных лабораториях, но и возможное влияние процессов адсорбции и механохимических реакций (например, Миронова, Салазкин, 1993) на результаты изотопного анализа. Для исследования были отобраны аликвоты чистого крупнозернистого кварца из жильно-грейзенового вольфрамового месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) с содержанием воды во включениях до 0.13 вес. % (Бычков А.Ю., личное общение). Полученные данные показали удовлетворительную воспроизводимость по  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  ( $\pm 5.1$  и  $\pm 0.9\%$  соответственно), учитывая, что вариации изотопного состава водорода в природных объектах могут достигать десятков и даже сотен промилле. Она может быть улучшена путем доработки узлов системы – убрать ненагреваемые части и использовать более качественную сталь с внутренней полировкой. Кроме того, вариации по воспроизводимости, весьма вероятно, также связаны с неомогенностью самих природных образцов, о чем говорят ковариации разброса данных в серии водород (H<sub>2</sub>O) - углерод (CO<sub>2</sub>) и кислород (H<sub>2</sub>O) - углерод (CO<sub>2</sub>) в изученных сериях аликвот. Хорошая сходимость результатов по водороду ( $-88.6 \pm 5.1$  и  $-86.3 \pm 2.0$  ‰ VSMOW), полученных физически разными методами, показывает, что в ходе дробления не происходит неконтролируемых реакций обратной сорбции или хемосорбции, если в ходе измельчения система находится под нагревом, а выделяемая из пробы вода непрерывно высаживается на холодный палец. Таким образом, разработанные нами аппаратура и методика принципиально позволяют проводить мульти-изотопный анализ газов из флюидных включений в одной навеске при наличии соответствующих масс-спектрометров.

*Работа выполнена в рамках госзадания №0137-2019-0015 и при поддержке гранта РФФИ №19-05-00681.*

## ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА *n*-АЛКАНОВ НЕФТЕЙ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ОРДОВИКА

Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Валяева О.В.  
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН ([boushnev@geo.komisc.ru](mailto:boushnev@geo.komisc.ru))

Изучение изотопного состава углерода индивидуальных *n*-алканов является мощным средством геохимической корреляции нефтей между собой, нефтей и рассеянного органического вещества пород. Нефти из отложений силура-карбона ряда месторождений северной части Тимано-Печорского бассейна имеют характерные геохимические признаки, заключающиеся в распределении *n*-алканов с максимумами, приходящимися на углеводороды состава *n*-C<sub>17</sub> и *n*-C<sub>19</sub>, а также очень низким уровнем содержания изопреноидных углеводородов, в частности пристана и фитана и *n*-алканов C<sub>20+</sub> (Бушнев, 1995). Такое распределение ациклических углеводородов является характерным признаком нефтей генетически связанных с органическим веществом ордовикских отложений образованным остатками специфического организма – водоросли (?) *Gloeocapsomorpha Prisca*.

Известные проявления нефтей такого типа в мире сосредоточены в США (Иллинойский бассейн), Австралии (бассейны Каннинг и Амадеус). Опубликованные данные по изотопному составу углерода *n*-алканов данных объектов противоречивы. Для углерода *n*-алканов битумоидов Иллинойского бассейна характерен достаточно тяжёлый изотопный состав – -25-29 ‰ δ<sup>13</sup>C, коррелирующие с данным битумоидом нефти содержат *n*-алканы с заметно более лёгким углеродом – 29-31.5 ‰ δ<sup>13</sup>C (Guthrie and Pratt, 1995). Особенностью и нефтей, и битумоидов из Американских разрезов является то, что для углеводородов состава *n*-C<sub>17</sub> и *n*-C<sub>19</sub> (характеристичных для ОБ *G. Prisca* и нефтей с ним связанных) наблюдаются положительные изотопные аномалии, углерод данных соединений заметно обогащён <sup>13</sup>C изотопом по сравнению с соседними гомологами. Органическое вещество содержащих остатки *G. Prisca* ордовикских отложений Австралийских бассейнов и соответствующих им нефтей имеет более изотопно лёгкий состав углерода *n*-алканов. Причём, для битумоида формации Coldwyer оказалось, что углерод *n*-C<sub>17</sub> и *n*-C<sub>19</sub>, обогащён лёгким изотопом в противоположность с битумоидом и нефтями из Американских разрезов (Spraak et al., 2017). Нефти Австралийских бассейнов, как и Американские содержат углерод *n*-алканов изотопно более лёгкий, чем углерод соответствующих битумоидов, а изотопные аномалии алканов *n*-C<sub>17</sub> и *n*-C<sub>19</sub> выражены в нём совсем незначительно и совпадают по знаку с битумоидом. Для нефтей северной части Тимано-Печорского бассейна фиксируется изотопный профиль *n*-алканов значительно более близкий к нефтям Австралийских бассейнов, чем к Американским нефтям. Здесь содержится относительно лёгкий углерод – 31-31.5 ‰ δ<sup>13</sup>C, а слабая изотопная аномалия отмечается только для *n*-алкана состава *n*-C<sub>17</sub>.

Таким образом, изотопный профиль *n*-алканов органического вещества пород, содержащих остатки проблематичной водоросли *G. Prisca* и генетически связанных с этим органическим веществом нефтей не является постоянным в различных бассейнах мира. Среди изученных объектов нефти и ордовикское органическое вещество из разрезов Австралийских нефтегазоносных бассейнов значительно ближе по распределению изотопов углерода среди индивидуальных *n*-алканов к нефтям Тимано-Печорского бассейна, чем к нефтям и битумоиду ордовикских отложений Американских разрезов. Вероятной причиной этого можно считать разнородность пригодных для развития *G. Prisca* палеогеохимических условий в конкретных бассейнах.

# КРУПНЕЙШИЙ ИЗОЛИРОВАННЫЙ БАССЕЙН ПАЛЕОЗОЯ: С-О-S- И Rb-Sr – ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ТЕРРИГЕННО-СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОЛЕНСКОЙ СВИТЫ, СРЕДНИЙ - ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Буякайте М.И., Колесникова А.А., Покровский Б.Г., Петров О.Л.  
ГИН РАН (*margarita.bujakaite@gmail.com*)

Вывод об изоляции Верхоленского палеобассейна, занимавшего почти половину Сибирской платформы, был сделан более 40 лет назад на основании данных по изотопному составу серы в гипсах и ангидридах, которые в подошве верхоленской свиты (ВЛС) резко – на 10-20 ‰ обедняются  $^{34}\text{S}$  по сравнению с нижележащими кембрийскими породами. Позднее был установлен еще один признак изоляции Верхоленского палеобассейна – пониженные по сравнению с одновозрастными отложениями других районов отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гипсах и карбонатах. Для выяснения геохимической эволюции и палеогеографии ВЛС нами были проведены комплексные исследования отложений ВЛС на р.р. Малая Чуя и Чара, а данные по Иркутскому амфитеатру, где они проводились ранее, дополнены и частично пересмотрены.

На р. Чаре, так же, как в Иркутском амфитеатре, величины  $\delta^{34}\text{S}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  уменьшаются, соответственно, от 22.4 до 11.4 ‰ и от 0.7087 до 0.7082 в нижних 12 м разреза без какой-либо связи с вариациями  $\delta^{13}\text{C}$  ( $0.5 \pm 1$  ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $24.2 \pm 1.3$  ‰). В среднем, значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7082-0.7085) и  $\delta^{34}\text{S}$  (12-14 ‰) р. Чаре несколько выше, чем в Иркутском амфитеатре, что может свидетельствовать об ослаблении гидрологической изоляции верхоленского палеобассейна по мере приближения к открытому морю, которое находилось на северо-востоке Сибирской платформы.

В нижнем течении р. Малая Чуя обнажается верхняя часть ВЛС, залегающая на ней с постепенным переходом илгинская свита (ИС), относимая к верхнему кембрию, и устькутская свита (УС), относимая к нижнему ордовика. Минимальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  закономерно увеличиваются здесь снизу вверх по разрезу, оставаясь ниже «океанических» в ВЛС (0.7083) и ИС (0.7085) и достигая «океанических» только в УС (0.7089). Вследствие того, что крайне мелководный верхоленский бассейн эффективно обменивался  $\text{CO}_2$  с океаном через атмосферу, в этом разрезе установлены признаки двух глобальных изотопно-углеродных событий: положительный экскурс в верхней части ВЛС, предположительно соответствующий SPICE, возраст которого оценивается в 495 млн. лет, и отрицательный экскурс в кровле ИС, коррелирующийся с TOCE.

Rb-Sr диаграмма по силикатной составляющей мергелей и аргиллитов в разрезе р. Малая Чуя демонстрирует такую же упорядоченность изотопной системы, как и в ВЛС скв.10 в Иркутском амфитеатре. Совместный расчет прямой по 9 точкам разреза р. М.Чуя и 12 точкам, соответствующим образцам керна скв.10 дает возраст  $T=502 \pm 4$  млн лет ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7081 \pm 0.0001$ ), который идентичен возрасту детритовых цирконов из средне-верхнекембрийских отложений Сибирской платформы. Этот факт дает основание предположить, что полученная зависимость отражает реальный возраст продуктов выветривания гранитов, обнажавшихся на юге и западе от Сибирской платформы в среднем-верхнем кембрии.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 19-05-00427.*

## ОТНОШЕНИЕ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПРЕСНОВОДНЫХ КАРБОНАТАХ ПЕРЕХОДНЫХ ТОЩ ПЕРМИ И ТРИАСА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИСТОЧНИКА СНОСА

Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Арефьев М.П.  
ГИН РАН (*margarita.bujakaite@gmail.com*)

Уникальным объектом исследования для выяснения палеоклиматических событий на рубеже перми и триаса является постказанская континентальная красноцветная формация Восточно-Европейской платформы (ВЕП), сформированная на северо-востоке Лавразии. В настоящее время здесь вскрыта наиболее представительная в мире серия отложений, накопившихся в конце перми и триасе в континентальных условиях.

Для выяснения палеоэкологической обстановки формирования континентальных образований на рубеже перми и триаса нами был изучен изотопный состав углерода и кислорода и отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в осадочных карбонатах, отобранных на обширной территории Московской синеклизы (МС): от бассейна р. Вятки на востоке до Верхнего Поволжья на западе, и до бассейнов рек Сухона и Юг на севере.

Изученные карбонаты разделяются на две группы - озерные и аллювиальные.

Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в изученных карбонатах МС показывают четкое распределение по типам карбонатов – аллювиальные характеризуются более легким изотопным составом и углерода, и кислорода, чем озерные. Это свидетельствует о том, что изотопно-легкий углерод окисленного органического вещества при образовании аллювиальных карбонатов принимал более активное участие, чем в озерных.

Важно и то, что озерные и аллювиальные осадочные карбонаты характеризуются и разными интервалами отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.70749-0.70826 - в аллювиальных, и 0.70826-0.70879 – в озерных. Почти все эти величины существенно выше, чем в морских карбонатах этого времени. При этом отмечается связь стронциевых отношений с изотопным составом как углерода, так и кислорода, а именно, изотопно-легкие аллювиальные карбонаты характеризуются и наиболее низкими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Примечательно также, что распределение величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во временном отношении (по разрезу) также неодинаково. В целом наблюдается уменьшение этих величин снизу-вверх по разрезу (от верхов вучапинского к кровле чангсинского ярусов, международная стратиграфическая шкала); наиболее низкие отношения (0.70749-0.70779) - характерны для карбонатов самой верхней части пермского разреза, которые представлены аллювиальными карбонатами. Самые низкие цифры близки к соответствующим отношениям в морских карбонатах на границе пермь-триас.

Значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изученных нами озерных карбонатах, которые занимают более низкое стратиграфическое положение в разрезах верхней перми, чем аллювиальные, более высокие, близкие к значениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в ниже залегающих карбонатах морского генезиса ассельского яруса. Не исключено, что источником стронция с высокими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в озерных карбонатах служили породы эвапоритовых формаций нижней перми Предуралья.

Причиной наиболее низких стронциевых отношений в аллювиальных карбонатах служит, по всей видимости, состав речной воды с более низкими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , которая поставлялась в то время с Уральской горной области.

*Исследования выполнены в соответствии с планом НИР ГИН РАН.*



## ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ БОРА МЕЖДУ ЖИДКОСТЬЮ И ГАЗОМ ПО ЛИНИИ НАСЫЩЕННОГО ПАРА ВОДЫ

Бычков А.Ю.<sup>1</sup>, Николаева И.Ю.<sup>1</sup>, Бычкова Я.В.<sup>1</sup>, Sakaguchi Chie<sup>2</sup>, Nakamura Eizo<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>МГУ им. М.В.Ломоносова (*andrewbychkov@rambler.ru*); <sup>2</sup>Institute for Planetary Materials, Japan

Распределение изотопов бора между жидкостью и газом давно обсуждается как фактор фракционирования в гетерофазных гидротермальных системах. На примере ряда геотермальных полей были показана значимость этого явления. В ряде экспериментальных работ при температуре 400-450 °С в солевых растворах было показано, что эффект фракционирования изотопов между жидкостью и газом незначителен. Экспериментальные данные при условиях кривой насыщенного пара воды отсутствуют, на сегодняшний день имеются только оценки.

Фракционирование изотопов бора исследовано в системе H<sub>2</sub>O-H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>. Опыты при проводились с использованием автоклава из титанового сплава ВТ-8 с отбором газовой фазы через вентиль и систему охлаждения. В качестве исходного был использован 1 М раствор борной кислоты (квалификации х.ч., δ<sup>11</sup>B = -13.4 ‰). При каждой температуре отбиралось 4 мл конденсата. Содержание и изотопный состав бора анализировался в The Pheasant Memorial Laboratory for Geochemistry and Cosmochemistry (Institute for Planetary Materials, Okayama University, Tottori, Japan). Концентрация бора определялась изотопным разбавлением методом ICP-MS на масс-спектрометре iCAP RQ (Thermo Scientific). Изотопный состав бора определялся методом TIMS на масс-спектрометре TRITON (Thermo Scientific) по методике (Nakamura et al., 1992).

Результаты приведены в таблице 1. Полученные значения коэффициентов распределения бора в системе H<sub>2</sub>O-H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> близки к другим экспериментальным данным. Изотопный сдвиг между жидкостью и газом оказался близок к имеющимся оценкам (Leeman et al., 1992).

Таблица 1. Коэффициенты распределения бора и изотопный сдвиг между жидкостью и газом по линии насыщенного пара воды.

<i>T</i> , °С	<i>P</i> , МПа	<i>K<sub>D</sub></i> газ-жидкость	Δ <sup>11</sup> B газ-жидкость
100	0.1	0.002	5.9
200	1.5	0.019	3.7
250	3.9	0.029	1.1
300	8.5	0.094	0.8
350	16.3	0.275	-1.3

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 17-05-00257 и Joint Use/Research Center for "Earth and Planetary Materials Sciences" (IPM).*

## ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА ФЛЮИДОВ ЛОДОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Веклич М.А.<sup>1</sup>, Гончаров И.В.<sup>1,2</sup>, Самойленко В.В.<sup>1</sup>, Трушков П.В.<sup>1</sup>

Жердева А.В.<sup>1</sup>, Обласов Н.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>АО «ТомскНИПИнефть»(VeklichMA@tomsknpi.ru); <sup>2</sup>Национальный  
исследовательский Томский политехнический университет

Влияние биодegradации на состав флюидов ранее было рассмотрено в литературе на примере различных месторождений. Кроме того, воздействие микроорганизмов на состав и свойства нефти изучалось в рамках многочисленных лабораторных исследований. Хорошо известно, что одним из первых признаков микробиального воздействия является уменьшение и полное исчезновение алканов линейного строения состава C<sub>3</sub>-C<sub>15</sub>. Наиболее устойчивыми к микробиальному воздействию являются высокомолекулярные ароматические соединения (триароматические стероиды, диастераны, а также порфирины). Устойчивость различных классов соединений и их обобщённая последовательность утилизации микроорганизмами была положена в основу 10-бальной шкалы оценки уровня биодegradации.

Воздействие микроорганизмов находит свое отражение не только на молекулярном, но и на изотопном составе нефти и газа. Вследствие более низкой энергии связи <sup>12</sup>C-<sup>12</sup>C по сравнению с <sup>12</sup>C-<sup>13</sup>C, в результате микробиального воздействия происходит утяжеление изотопного состава нефти и растворенных в ней газов (C<sub>3</sub>+), в то время как продукты метаболизма бактерий, утилизирующих углеводороды обогащены легким <sup>12</sup>C.

В рамках настоящей работы исследованы флюиды Лодочного месторождения. По результатам изотопных исследований установлено, что в результате процессов биодegradации изотопный состав углерода пропана может достигать положительных значений (до + 3.3 ‰). При этом сам характер изменения изотопного состава углерода пропана с глубиной нетипичен. В пределах суходудинской, малохетской и яковлевской свит (нижний мел) по мере уменьшения глубины залегания происходит утяжеление валового изотопного состава углерода нефти и как следствие облегчение δ<sup>13</sup>C CH<sub>4</sub>, что обусловлено протекающими процессами биодegradации. В силу каких-то факторов, изотопный состав углерода пропана вверх по разрезу (Мх VIII – Як IV-Як III) при этом также облегчается.

Еще одной отличительной особенностью газов Лодочного месторождения является тот факт, что несмотря на существенную обогащенность пропана изотопом <sup>13</sup>C, бутан, если и подвергался микробиальному воздействию, то крайне незначительно. Подобное изменение δ<sup>13</sup>C для обозначенных компонентов нехарактерно, т.к. утяжеление изотопного состава углерода пропана и н-бутана вследствие биодegradации протекает практически параллельно.

## МАСС-НЕЗАВИСИМЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ЭФФЕКТЫ СЕРЫ ПРИ ФОТОЛИЗЕ SO<sub>2</sub> ПОД ДЕЙСТВИЕМ УЛЬТРАФИОЛЕТОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В., Яковенко В.В.

*ДВГИ ДВО РАН (velivetskaya@mail.ru)*

Вопросы о происхождении изотопной аномалии серы ( $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$ ) в осадочных породах архея остаются дискуссионными на протяжении последних двух десятилетий. Согласно современным представлениям о механизмах формирования масс-независимого фракционирования, появление изотопной аномалии серы в архейских породах возможно объяснить исходя из предположения, что источник возникновения изотопной аномалии был связан с фотохимическими процессами, протекавшими в бескислородной атмосфере Земли.

Решающее значение для понимания природы изотопной аномалии в архейских породах имеют экспериментальные исследования по выяснению возможных механизмов и специфических условий, которые приводят к формированию аномального изотопного состава серы. Полученные к настоящему времени экспериментальные данные и закономерности, однако, не согласуются в полной мере с теми закономерностями, что наблюдаются в архейских породах.

В работе, представленной здесь, приводятся новые данные, полученные в фотохимических экспериментах, с целью оценить изотопные эффекты, возникающие в процессах воздействия комбинированного УФ-излучения на молекулы SO<sub>2</sub> в таких спектральных диапазонах как (1) узкополосное излучение с длиной волны 184.9 нм и 253.7 нм и (2) широкополосное излучение, имитирующее спектр современного Солнца.

Было показано, что процессы фотолиза SO<sub>2</sub> в этих отдельно взятых спектральных областях не способны воспроизвести характерные особенности проявления изотопных аномалий, сохранившихся в архейских породах, поскольку полученные экспериментальные зависимости между  $\Delta^{33}\text{S}$ ,  $\Delta^{36}\text{S}$  и  $\delta^{34}\text{S}$  в продуктах фотолиза сильно отклоняются от архейских изотопных трендов, для которых приняты значения  $\Delta^{33}\text{S}/\delta^{34}\text{S} \sim 0.9$  и  $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S} = (-0.9 \text{ или } -1.5)$ . Вместе с тем, в результате моделирования облучения SO<sub>2</sub> комбинированным ультрафиолетом из ближней (400-200 нм) и дальней ( $\approx 185$  нм) спектральной области было установлено, что величина отношений  $\Delta^{33}\text{S}/\delta^{34}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S}$  в продукте фотохимических реакций S<sup>0</sup> во многом определяется соотношением интенсивностей ближнего и дальнего УФ-излучений.

Из экспериментов следует, что при определенных условиях комбинированное излучение из данных спектральных областей оказывает такое воздействие на молекулы SO<sub>2</sub>, что в принципе становится возможным получение изотопных эффектов серы-33 и -36 подобно тем, что обнаружены в архейских породах. Спектральный состав коротковолнового УФ-излучения является одним из важнейших факторов, который обуславливает специфические закономерности продуцирования изотопных эффектов  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$  в процессах фотолиза SO<sub>2</sub>. Экспериментально установленные закономерности и условия генерирования аномальных изотопных эффектов составляют основу для распознавания механизмов и процессов, ответственных за возникновение такого природного феномена, как наличие изотопной аномалии серы в архейских породах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-00102*

## МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ГАЗОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ АНАЛИЗЕ МЕТЕОРИТОВ И ЛУННОГО РЕГОЛИТА

Верховский А.Б., Anand M., Barber S.J., Sheridan S. and Morgan G.H.  
*School of Physical Sciences, The Open University, Milton Keynes, UK*  
(*sasha.verchovsky@open.ac.uk*)

Газы, содержащиеся в породах как земного, так и внеземного происхождения, являются важным источником информации о происхождении этих объектов. Это могут быть газы флюидных включений или захваченные кристаллической решеткой минералов, имплантированные (например, солнечным ветром), а также высвобождающиеся при нагревании пород в результате химических реакций между минералами или в процессе фазовых переходов. Такого рода исследования проводятся давно, еще с начала прошлого века и продолжают в настоящее время, чему способствует развитие и совершенствование техники анализа. Однако в большинстве их речь идет только об идентификации газовых компонент, выделенных из образцов при их нагревании, без количественного определения их содержаний. Хотя понятно, что сравнение разных образцов между собой важно проводить не только по составу газов в них находящихся, но и по их концентрации.

Методика анализа газов в твердых телах состоит в нагревании образцов, как правило, непрерывном, с линейным увеличением температуры от времени и регистрации выделяющихся газов с помощью квадрупольного масс-спектрометра (КМС).

Для количественного анализа газов требуется калибровка чувствительности КМС по отношению к разным газам. Один из возможных способов калибровки заключается в использовании химических соединений, которые разлагаются при нагревании с выделением газов, количество которых может быть определено на основании стехиометрического состава исходных соединений. Например,  $\text{CaCO}_3$  выделяет при разложении  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  разлагается на  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  и воду, а  $\text{Ag}_2\text{CO}_3$  дает  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$ . Преимущество такого метода состоит в том, что калибровка и анализ образцов производятся одинаковым образом, то есть путем их нагревания, а недостаток - в ограниченности набора газовых компонент, которые могут быть использованы для калибровки.

В настоящей работе мы предлагаем универсальный метод калибровки, который практически не имеет ограничения на вид чистых газов, используемых для этого. Он состоит в том, что для любого газа или смеси из нескольких газов с известной относительной распространенностью, определяется скорость его/их потока через капилляр. Затем газ направляется в КМС, где определяются интенсивности сигналов на массах, соответствующих этому газу или газам (в случае их смеси). Таким образом определяется чувствительность КМС к разным газам, выраженная, например, в вольтах или количестве зарегистрированных ионов в секунду при определенной скорости газового потока, например, в  $\text{см}^3/\text{с}$ . Если такую калибровку повторить для разных потоков и видов газа, то можно определить зависимость чувствительности КМС к разным газам в зависимости от скорости их потоков. При анализе образцов по этой зависимости определяется скорость потока отдельных газовых компонент в каждый момент времени выделения газов в процессе линейного нагрева. Интегрирование кривых изменения скорости газовых потоков от времени позволяет рассчитать общее количество выделенных газов для всего использованного температурного диапазона, а, значит, и их содержания.

Метод был опробован на химических соединениях ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{PdO}$ ) разлагающихся при нагревании с выделением известного количества простых газов ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ) и использован для анализа газов в метеоритах Allende и Murchison.

## LU-Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МАССИВА САХАРЙОК, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Ветрин В.Р.<sup>1,2</sup>, Белоусова Е.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический ин-т Кольского НЦ РАН; <sup>2</sup>ФГУП ИМГРЭ (*vetrin.val@gmail.com*);

<sup>3</sup>Macquarie University, Australia (*elena.belousova@mq.edu.au*)

В восточной части Кольского полуострова агпайтовыми субщелочными и щелочными гранитами, граносиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами образована неоархейская Кейвская щелочная провинция площадью более 2500 км<sup>2</sup>. Формирование провинции завершилось образованием Сахарйокского массива, происходившего в три интрузивные фазы: 1- щелочные габброиды, 2- щелочные сиениты, 3- нефелиновые сиениты. В пределах рудного блока площадью около 2 км<sup>2</sup>, локализованного в северной части массива, нефелиновые сиениты содержат 14 линзообразных рудных тел с циркон-бритолит-пирохлоровым оруденением.

Изучены кристаллы циркона из щелочных и нефелиновых сиенитов, образованные на магматическом ( $T_{Zr} = 2645 \pm 7$  млн. лет), гидротермальном ( $T_{Zr} = 1832 \pm 7$  млн. лет) и метаморфическом ( $T_{Zr} = 1784 \pm 22$  млн. лет) этапах кристаллизации. Изотопный состав Hf в цирконе из датированных на SHRIMP II кристаллах определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции (Photon-Machines Excimer System) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (Nu-Plasma MC-ICPMS).

Инициальное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в магматическом цирконе колеблется в пределах 0.281013-0.281079. Модельный возраст  $T_{DM}$  циркона установлен в 2.96–3.10 млрд лет и свидетельствует о мезоархейском возрасте протолитов. Величина  $\varepsilon\text{Hf}(T)$  в магматическом цирконе изменяется от -0.1 до -2.6. Для двух образцов с наиболее радиогенными изотопными характеристиками величина  $\varepsilon\text{Hf}(T)$  составляет  $-0.1 \pm 0.4$  и  $-0.5 \pm 0.3$ , и приближается к хондритовому значению ( $\varepsilon\text{Hf}(T)=0$ ), характерному для производных плюма. По сравнению с метаморфическими оболочками гидротермальный циркон имеет пониженные значения  $\varepsilon\text{Hf}(T)$  (от -14.0 до -16.3), что определяет положение точек состава изученных кристаллов циркона ниже линии развития изотопного состава коры с  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ . Существенно нерадиогенный состав Hf в гидротермальном цирконе обусловлен, вероятно, близким к коровому изотопным составом палеопротерозойских флюидов при формировании кристаллов. Приведенные данные показывают существенное различие состава флюидов, из которых происходило формирование метаморфических и гидротермальных генераций циркона, с более радиогенным составом Hf в метаморфогенных флюидах.

Формирование неоархейской щелочной Кейвской провинции предполагается в результате плюм-литосферного взаимодействия. Исходные расплавы Сахарйокского массива были образованы, вероятно, при возобновлении плюмовой активности, происходившей на 20-30 млн. лет позже образования щелочных гранитов провинции при селективном плавлении пород метасоматически измененной литосферной мантии. В результате переработки пород массива существенно коровыми гидротермальными флюидами в протерозое происходило переотложения рассеянной цирконий-редкоземельной минерализации с образованием рудных тел.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr, Nd, Pb ГОЛОЦЕНОВЫХ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАЛИВА ОГА (АРХИПЕЛАГ НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

Вишневецкая И.А., Костицын Ю.А., Русаков В.Ю., Сомсикова А.В.  
*ГЕОХИ РАН (vishnevskaja@geokhi.ru)*

Процессы формирования осадков гляцио-флювиального генезиса вызывают несомненный научный интерес. Ледники быстро реагируют на изменение климата, что отражается, например, в размерности осадка и глубине эрозии его источника. Во время ледовой абразии на поверхность выходят породы различного происхождения и состава, что зачастую приводит к изменению химических и изотопных характеристик накопленного осадочного материала.

Мы изучили Rb-Sr, Sm-Nd изотопные характеристики и вариации изотопного состава Pb глинистых пород, сформировавшихся в заливе Ога Северного острова архипелага Новая Земля. Ледник Голубой в результате своего движения разрушает подстилающие породы, представленные осадочными комплексами, сформировавшимися в палеозое (О-Р). Талые воды, несущие растворенное и взвешенное вещество, попадают в залив Ога, где осаждаются глинистый материал. Четырехметровая колонка осадка АМК-5248 сложена в основном частицами алеврит-пелитовой размерности. Результаты радиоуглеродного датирования бентосных фораминифер показали, что осадки колонки накопились за последнюю тысячу лет (примерно с 935 года нашей эры). Для изотопных исследований было выбрано 8 образцов, по одному для каждой стадии изменения природной среды (потепления/похолодания). Стадии выделялись на основе изучения литологического, минерального и химического состава донных осадков колонки, а также количественного распределения и видового состава микрофоссилий. Целью нашей работы было установить вероятный источник вещества и возможные его изменения в разные климатические периоды.

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd и изотопный состав Sr и Nd изучался на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Изотопный анализ Pb выполнен высокоточным MC-ICP-MS методом масс-спектрометре NEPTUNE в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Изотопные составы элементов в изученном разрезе весьма однородны. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  незначительно уменьшается сверху вниз по разрезу от 0.72225 до 0.71995 и обратно коррелирует с содержанием Sr, которое в свою очередь растет с 107 до 118 ppm. Значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  варьирует по разрезу незакономерно от -5.5 до -6.1. Изотопный состав Pb также изменяется в узких пределах: отношение  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 19.1075 до 19.1398, отношение  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 15.6321 до 15.6358, отношение  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 38.5681 до 38.6358. Теплые и холодные периоды систематически не различаются друг от друга ни по одной изотопной системе. Вариации в гранулометрическом составе и доли частиц ледового разноса не отражаются на изотопном составе осадка.

Расчет Sm-Nd одностадийного модельного возраста ( $T_{\text{Nd1}}$ ) для всех образцов показал близкие значения -  $1.31 \pm 0.02$  млрд лет. Если принять Sm-Nd одностадийный возраст за время отделения вещества источника от мантии, то можно оценить величину Rb/Sr отношения в нем, которое составило Rb/Sr=0.36. Такое значение типично для коровых пород. Это вполне согласуется с тем, что источником сноса для исследованных глин служили алюмосиликатные породы, вещество которых при переносе к месту отложения в заливе Ога было эффективно гомогенизировано.

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЛАВ ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (КАМЧАТКА) МЕТОДОМ TOF-SIMS

Воропаев С.А.<sup>1</sup>, Севастьянов В.С.<sup>1</sup>, Душенко Н.В.<sup>1</sup>, Толстогузов А.И.<sup>2</sup>, Дроздов М.Н.<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН ([voropaev@geokhi.ru](mailto:voropaev@geokhi.ru)); <sup>2</sup>Физический факультет РГГУ; <sup>3</sup>ИФМ РАН

Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50) 2012-2013 годов вызвало большой интерес в связи с находками частиц никеля, муассанита и алмазов микронного размера в продуктах извержения (Аникин), что выделяет его в Камчатской вулканической провинции. В качестве вероятных процессов генезиса предполагается CVD (chemical vapor deposition) и/или кавитационный механизм, выяснению деталей которых посвящена данная работа. Роль и вклад флюидов в ТТИ-50 можно было бы уточнить, сделав геохимический анализ лавы, направленный на выяснение изотопных отношений подвижных во флюидах элементов (бор, литий и др.). Для отбора образцов продуктов извержения на вулкан Плоский Толбачик, в Лаборатории геохимии углерода ГЕОХИ РАН была организована экспедиция, которая проходила с 18 по 30 июня 2018 года. В ее состав входили: д.т.н. Севастьянов В.С., к.ф.-м.н. Воропаев С.А. и мнс Душенко Н.В. В ходе маршрута были отобраны образцы пепла из кратера Набоко и образцы лавы с южной границы лавового потока.

Измерения масс-спектров образцов лав проводились в Институте физики микроструктур ИФМ РАН (Нижний Новгород) на приборе TOF.SIMS-5 производства фирмы ION-TOF (Muenster, Germany) с времяпролетным масс-анализатором типа рефлектрон, с возможностью выбора размера поля для анализа (см. Рис. 1)

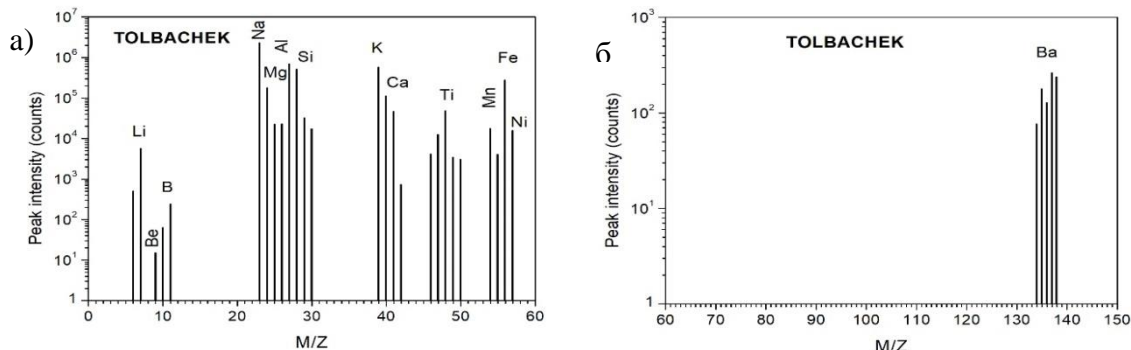


Рис. 1. Масс-спектры положительных вторичных ионов для образца LP1.

Диапазон масс (отношение  $M/Z$ ) разбит на два диапазона: а)  $0.5 - 60M/Z$  и б)  $60 - 150M/Z$ . Шумовые сигналы на рисунках не показаны. Измеренные методом TOF-SIMS соотношения бора и лития для лавы ТТИ-50 позволяют сделать следующие важные выводы:

- лавовый поток был неоднороден по составу, т.к. встречаются образцы как с близким к нормальному соотношению  $^{11}B/^{10}B$ , так и существенно обедненные по  $^{11}B$ ;
- схожая картина наблюдается в целом и по изотопным соотношениям Li;
- древняя магматическая порода с г. Карандаш (представлена Кочеровым А.В., ЧГУ), Южный Урал, в сравнении с ТТИ-50, показывает качественно иные изотопные характеристики;
- образцы лавы LP2 и LP3/1, похоже, происходят из двух магматических камер, различающихся по глубине залегания и содержанию летучих в расплаве.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00554.*

## МАСС-НЕЗАВИСИМОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ СЕРЫ В ПОРОДАХ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А.  
*ДВГИ ДВО РАН (ignatiev@fegi.ru)*

В течение архея и раннего протерозоя на Земле образовался ряд крупнейших сульфидных рудных месторождений. Выяснение источников серы и металлов этих месторождений имеет решающее значение для понимания их генезиса. Нами были проведены исследования древних докембрийских осадочных пород Сибирского кратона, преимущественно в юго-западной части на территории Присаянского краевого выступа.

Анализ мульти-изотопного состава серы в образцах пород проведен локальным лазерным методом. Соотношение изотопов серы измеряли на массах  $127$  ( $^{32}\text{SF}_5^+$ ),  $128$  ( $^{33}\text{SF}_5^+$ ),  $129$  ( $^{34}\text{SF}_5^+$ ) в трехлучевом режиме на масс-спектрометре MAT-253. Результаты измерений  $\delta^{33}\text{S}_{\text{изм}} \text{‰}$  и  $\delta^{34}\text{S}_{\text{изм}} \text{‰}$  приведены относительно международного стандарта VCDT. Точность определения  $\delta^{34}\text{S} \pm 0.20 \text{‰}$  ( $1\sigma$ ),  $\delta^{33}\text{S} \pm 0.15 \text{‰}$  ( $1\sigma$ ) и  $\Delta^{33}\text{S}$  определено с ошибкой не более  $\pm 0.05 \text{‰}$  во включениях сульфидов с пространственным разрешением около  $100 \text{ мкм}$ .

Сульфидные минералы пород черемшанской свиты характеризуются относительно небольшим диапазоном вариаций величин  $\delta^{34}\text{S}$  (от  $+0.76$  до  $+6.3 \text{‰}$ ), большей частью концентрируясь в интервале  $+2.5 < \delta^{34}\text{S} < +5.5 \text{‰}$ . Минимальное значение  $\delta^{34}\text{S}$  зафиксировано в пирротине из плагиоклаз-пироксеновой апокарбонатной амфиболизированной породы ультраметаморфического этапа, а максимальное – из биотит-кордиеритового плагиогнейса (Высоцкий и др., 2019). Вариации  $\delta^{33}\text{S}$  так же характеризуются относительно небольшим диапазоном положительных значений -  $+0.24 < \delta^{33}\text{S} < +6.07 \text{‰}$ . Однако только небольшая часть значений  $\delta^{33}\text{S}$  соответствует масс-независимому фракционированию. Наши данные показывают, что большинство исследованных образцов сульфидов черемшанской толщи содержат следы масс-независимого фракционирования изотопов серы. В них обнаружены аномалии  $\Delta^{33}\text{S}$  в диапазоне от  $-1.44$  до  $+3.49 \text{‰}$ .

Анализ сульфидов Среднечеремшанского плагиоперидотит-габброноритового массива показал, что в них присутствует сера, прошедшая атмосферное преобразование. Сера сульфидов по величине  $\delta^{34}\text{S}$  ( $1.3$ - $1.5 \text{‰}$ ) соответствуют мантийному источнику, однако  $\Delta^{33}\text{S} \neq 0$ . Значения  $\Delta^{33}\text{S}$  в интервале  $0.11$ - $0.14 \text{‰}$  свидетельствуют о том, что магма массива ассимилировала вмещающие породы черемшанской свиты.

В изученных нами образцах изотопный состав серы  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется в узких пределах и значения  $\delta^{34}\text{S}$  сгруппированы близко к нулю, что в первом приближении соответствует мантийному источнику серы. В то же время достоверно установленные отклонения  $\Delta^{33}\text{S} \text{‰}$  от нуля указывают на процессы первично-осадочного накопления сульфидов. Таким образом, обнаруженные нами аномальные значения изотопа  $^{33}\text{S}$  могут служить высокоинформативным инструментом в установлении генетической природы пород и руд.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00469).*



## ИССЛЕДОВАНИЕ КАРБОНАТНОЙ КОРЫ ИЗ НЕДАВНО ОБНАРУЖЕННОГО МЕТАНОВОГО ПРОСАЧИВАНИЯ НА СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ США

Габитов Р.И.<sup>1</sup>, Боррелли К.<sup>2</sup>, Киркланд Б.<sup>1</sup>, Сахи Д.<sup>3</sup>, Скарке А.<sup>1</sup>, Кремьер А.<sup>4</sup>,  
Паньери Г.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Mississippi State University, USA (rg850@msstate.edu); <sup>2</sup>Rochester University, USA;  
<sup>3</sup>British Geological Survey; <sup>4</sup>California Institute of Technology; <sup>5</sup>The Arctic University of  
Norway in Tromsø

С целью изучения процессов просачивания метана на морском дне нами была произведена минералогическая и геохимическая характеристика карбонатных образцов, отобранных на участке атлантической окраины США (Veatch Canyon), где наблюдалось анаэробное окисление метана (АОМ). Отбор проб производился с помощью погружаемого аппарата Alvin (Dive 4835) во время экспедиции AT36 R/V Atlantis (июль-август 2016 г.). Образцы были исследованы при помощи рентгеновской дифракции, электронной и оптической микроскопии. Элементный локальный анализ был осуществлен на основе масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Стабильные изотопы углерода, кислорода и серы измерялись методом масс спектрометрии изотопных отношений.

Арагонит является наиболее распространенным минералом, а кварц вторым по распространенности минералом в породе идентифицированным по рентгеновским спектрам. Оптическая микроскопия полированных срезов показала, что образец карбонатной породы неоднороден и содержит фрагменты песчаника, где песчинки литифицированы мелкозернистым серым цементом, а трещиноватые жилы между ними выстланы ободками белого ботриоидного (игольчатого) арагонита. Энергодисперсионные анализы электронной микроскопии (EDSSEM) показали, что цемент и игольчатый арагонит являются  $\text{CaCO}_3$ . EDS-спектры песчинок идентифицировали  $\text{SiO}_2$ . Также были выявлены редкие ( $\ll 1\%$ ) мелкие ( $< 1$  мкм) включения со стехиометрией близкой к пириту и пирротину. Наличие сульфидов Fe было подтверждено при помощи LA-ICP-MS, что указывает на процесс редукции сульфата в паре с АОМ. Кроме того, выявленные мелкие ( $< 1$  мкм) алюмосиликатные включения сильно усложнили элементный анализ цемента. В то время как отсутствие силикатных и сульфидных включений в игольчатом арагоните позволили произвести анализ примесей. Оказалось, что  $\text{Mg}/\text{Ca}$  и  $\text{Ba}/\text{Ca}$  в игольчатом арагоните отличаются от этих отношений в цементе, в то время как  $\text{Sr}/\text{Ca}$  не варьирует.

Легкий состав изотопов углерода в арагоните указывает на активную роль микроорганизмов в образовании метана в донных отложениях под изучаемой карбонатной породой. Потенциальным объяснением широкого интервала  $\delta^{18}\text{O}_{\text{араг}}$  может быть просачивание глубинных флюидов с  $\delta^{18}\text{O}_{\text{вода}}$  отличным от  $\delta^{18}\text{O}$  в морской воде. Возможно и альтернативное объяснение вариаций  $\delta^{18}\text{O}_{\text{араг}}$  и его обратной корреляции с  $\delta^{13}\text{C}_{\text{араг}}$ , которое связано со скоростью реакции анаэробного окисления метана в паре с редукцией сульфата. Так легкий изотопный состав метана понижает не только  $\delta^{13}\text{C}$  растворенных карбонатных комплексов, но и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{араг}}$  при АОМ (прямой контроль). В свою очередь скорость редукции сульфата контролирует локальную щелочность воды с чем связаны рН, скорость осаждения арагонита, а следовательно и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{араг}}$ . Таким образом, исследованный изотопный состав карбонатной коры зависит от интенсивности просачивания метана, глубинных флюидов и скоростей реакций АОМ и редукции сульфата.

## ПРОБЛЕМА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗА ЗЕМЛИ И ЛУНЫ. ИЗМЕРЕНИЯ $\delta^{57}\text{Fe}$ В ОБРАЗЦАХ ЛУННОГО ГРУНТА ЛУНА 16-20-24.

Галимов Э.М.<sup>1</sup>, Okabayashi S.<sup>2</sup>, Yokoyama T.<sup>2</sup>, Hirata T.<sup>3</sup>, Terakado K.<sup>4</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*galimov@geokhi.ru*); <sup>2</sup>*Tokyo Institute of Technology*; <sup>3</sup>*University of Tokyo*;  
<sup>4</sup>*Japan Space Forum*

Первые измерения изотопного состава железа в лунном грунте показали, что Луна обогащена тяжёлыми изотопами железа. Это было неожиданностью, поскольку Земля и Луна по другим элементам показывают идентичный изотопный состав. Более того, средняя величина  $\delta^{57}\text{Fe}$  земной мантии (+0.05 ‰, Sossi et al., 2016), выше, чем железа хондритов ( $\delta^{57}\text{Fe} = -0.01$  ‰). Правда, поскольку большая часть железа Земли сосредоточена в ядре, это могло быть следствием обогащения ядра легким изотопом. Но было показано как теоретически (Roskosz et al., 2006), так и экспериментально (Hin et al., 2012), что в системе металл-силикатный расплав при тех температурах и давлениях, при которых происходит сепарация железа из расплава, железо в металлической фазе не отличается от силикатного железа, либо даже несколько изотопно тяжелее. Также, железные метеориты, либо близки к хондритам, либо изотопно тяжелее ( $\delta^{57}\text{Fe}$  от +0.01 ‰ до +0.32 ‰, Williams et al., 2006). Иначе говоря, в принятой модели образования земного ядра отсутствует механизм разделения изотопов между железом мантии и ядра. Однако такой механизм присущ нашей модели формирования системы Земля-Луна (Галимов, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012). Поэтому доказательство обогащения земного ядра легким изотопом железа было бы аргументом в пользу нашей модели. Материал ядра непосредственно для исследования недоступен. Но можно подойти к решению проблемы посредством исследования образцов лунного грунта. Логика рассуждений здесь следующая. Наиболее вероятно, что Земля и Луна совпадают по изотопному составу исходного железа, как это имеет место для других элементов. Тогда, если обогащение земной мантии тяжёлыми изотопами железа есть следствие концентрирования легкого изотопа железа в ядре Земли, то железо Луны должно быть изотопно легче железа силикатной Земли. На первый взгляд, имеющиеся данные не говорят в пользу такой возможности: железо лунных базальтов изотопно тяжелее железа земных базальтов. Но важная особенность геохимии Луны – обогащённость её Ti. Базальты, содержащие ильменит ( $\text{FeTiO}_3$ ), заметно обогащены тяжёлыми изотопами железа. На Земле нет базальтов в такой степени обогащённых титаном. Среди лунных базальтов выделяют высоко-титанистые базальты (HT), низко-титанистые (LT) и очень низко-титанистые (VLT) базальты. Аналогом земных базальтов типа базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) являются лунные (VLT)-базальты. Они мало распространены. Изотопный состав железа в них не измерялся. Но в нашей коллекции «Луна 16-20-24» (VLT) базальты имеются. Изотопный анализ железа произведен в Японии (Okabayashi et al., 2019, in press). Изотопный анализ VLT-базальта Луны-24 дал величину  $\delta^{57}\text{Fe} = +0.08$  ‰. Таким образом, железо лунных VLT-базальтов оказалось изотопно легче земных толеитовых базальтов ( $\delta^{57}\text{Fe} = +0.1$  ‰). Кроме того, многие мантийные лунные материалы, например, вулканические стекла, оливины, дунит, показывают отрицательные значения ( $\delta^{57}\text{Fe}$  от -0.029 ‰ до = -0.50 ‰), в то время как на Земле все мантийные субстраты: коматииты, лерцолиты, дунит, показывают положительные значения  $\delta^{57}\text{Fe}$  (от +0.05 ‰ до +0.035 ‰). Все это указывает на то, что земная мантия обогащена тяжёлым изотопом железа по отношению к Луне и хондритам. Это с высокой степенью вероятности указывает на обогащение земного ядра лёгким изотопом железа. А это, в свою очередь, хорошо согласуется с нашей моделью.

## ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА НЕФТЕЙ АРЫСКУМСКОГО ПРОГИБА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Гольшев С.И.<sup>1</sup>, Мадишева Р.К.<sup>2</sup>, Падалко Н.Л.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Томский филиал АО «СНИИГГуМС»; <sup>2</sup>Карагандинский Государственный Технический Университет, Казахстан

Важнейшим показателем, идентифицирующим генезис углеводородов по отношению к зонам нефтегазообразования в конкретном разрезе, является изотопный состав углерода. Каждая зона, в свою очередь, характеризуется индивидуальными геохимическими и термодинамическим параметрами, включающими тип и степень преобразованности рассеянного органического вещества, современные геотемпературы и палеотемпературные условия, фазовый состав углеводородов.

Арыскупский прогиб расположен в южной части Южно-Торгайского нефтегазоносного бассейна.

Месторождения Арыскупского прогиба связаны с различными литолого-стратиграфическими комплексами юрско-меловых отложений, девонско-нижнекаменноугольными образованиями квазишрифформенного комплекса (КПК) и дезинтегрированными выступами фундамента.

Месторождения, откуда были отобраны пробы, по территориальной приуроченности разделены на 4 группы:

Бозингенская группа нефтей имеет узкий диапазон вариаций изотопного состава углерода  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-28.0 \div -28.9$  ‰, возможно они образованы из ОВ смешанного типа (гумусово-сапропелевого) юрских отложений Бозингенской грабен-синклинали.

Нефти Акшабулакской и Ащисайской групп являются наиболее изотопно лёгкими, с интервалом значений  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-29.4$  ‰ и  $-29.1$  ‰ (отложения протерозоя) и  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-30.7$  ‰ и  $-30.3$  ‰ (отложения мела и верхней юры). По изотопным данным нефти мелового и юрского возраста могут быть генетически связаны с ОВ (органическим веществом) сапропелевого типа (кероген I, II типа) собственно одновозрастных отложений Акшабулакской синклинали. Нефти, залегающие в отложениях протерозоя, представляют свою генетическую группу.

Нефти Аксайской группы по изотопным данным можно разделить на две подгруппы. Первая подгруппа нефтей с изотопно лёгким составом углерода  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-28.7 \div -29.7$  ‰ залегают в более молодых породах мела и верхней юры. Вторая подгруппа представляет более изотопно тяжёлые нефти  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-27.6 \div -28.3$  ‰, они расположены в коре выветривания фундамента палеозойского возраста. Изотопно лёгкие нефти (первая подгруппа) могут быть образованы из одного источника. Вторая подгруппа, залегающая в палеозойском фундаменте, имеет другой источник. Формирование этих залежей возможно происходило за счёт подтока углеводородов из Арыскупской грабен-синклинали.

В целом, нефти центральной части Арыскупского прогиба (Акшаулакская, Ащисайская группы нефтей) изотопно лёгкие ( $\delta^{13}\text{C} = -29.4$  ‰:  $-30.7$  ‰). Такой характер значения  $\delta^{13}\text{C}$  может быть вследствие более термически преобразованности нефтей и свидетельствовать о генетической связи данных групп.

Стоит отметить, что относительно тяжёлый изотопный состав углерода нефтей может быть обусловлен генерацией углеводородов в условиях поздней стадии главной фазы нефтеобразования.

## ВЕНТИЛЯЦИЯ АНАЭРОБНОЙ ЗОНЫ ЧЁРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СУЛЬФАТА

Дубинин А.В.<sup>1</sup>, Дубинина Е.О.<sup>2</sup>, Семилова Л.С.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ИО РАН (*dubinin\_av@mail.ru*); <sup>2</sup>ИГЕМ РАН

Водная толща Чёрного моря стратифицирована по плотности, что ограничивает проникновение кислорода в глубинные воды. Глубже 90-240 м постоянно присутствует сероводород как результат бактериальной редукции сульфата. Это приводит к снижению концентрации сульфата в глубинных водах на 3 % (Скопинцев, Губин, 1955), а в составе серы сульфата наблюдается изотопный сдвиг на 2 ‰ (Sweeney, Kaplan, 1980). Величина  $\delta^{34}\text{S}$  ( $\text{SO}_4$ ) в анаэробной зоне моря достигает +23 ‰ (Dubinin et al., 2014). Единственный источник соли в Черном море – нижнебосфорское течение. Внедрение интрузий соленых теплых вод нижнебосфорского течения происходит глубже 50 м. Максимальная солёность вод Чёрного моря составляет 22.3 ‰ и достигается в придонной воде. Помимо соли нижнебосфорское течение несет в глубинные анаэробные воды растворённый кислород, который окисляет сероводород, вентилируя анаэробную зону. Окисление сероводорода происходит и на поверхности анаэробной зоны (Volkov, Neretin, 2008). Соотношение этих двух процессов определяет баланс сероводорода в Чёрном море и является предметом дискуссии. На основании распределения величины  $\delta^{34}\text{S}$  ( $\text{SO}_4$ ) и концентрации сульфата относительно солёности в воде Чёрного моря была построена модель формирования солевого состава водной толщи Чёрного моря. Она основана на смешении трёх главных источников воды: глубинных вод придонного конвективного слоя (ПКС), холодного промежуточного слоя (ХПС) и воды нижнебосфорского течения (Shelf Modified Mediterranean Water- SMMW). Диаграммы температура-солёность показывают, что водная масса Чёрного моря ниже ядра ХПС может быть представлена как продукт смешения вод ПКС и ХПС (Murray et al., 1991). Чёрное море находится в состоянии равновесия и скорость сульфат редукции недостаточна для изменения изотопного состава серы сульфата (Дубинин и др., 2017). Таким образом, изменение изотопного состава серы сульфата будет определяться только процессами смешения. Для двухкомпонентного смешения (ХПС и ПКС) изотопный состав серы и концентрации сульфата можно рассчитать по уравнениям:

$$\delta^{34}\text{S} = (\delta^{34}\text{S}_{\text{CIL}} \times C_{\text{CIL}} \times V_{\text{CIL}} + \delta^{34}\text{S}_{\text{BCL}} \times C_{\text{BCL}} \times V_{\text{BCL}}) / C$$

$$\text{и } S = S_{\text{CIL}} \times V_{\text{CIL}} + S_{\text{BCL}} \times V_{\text{BCL}}, \text{ если } V_{\text{CIL}} + V_{\text{BCL}} = 1,$$

где индекс CIL обозначает параметры ХПС, а BCL – параметры ПКС, V – объем воды, S – солёность. Этот расчёт не может описать изменение изотопного состава серы сульфата от солёности. Необходимо привлечение третьего компонента. Третьим компонентом может служить вода нижнебосфорского течения (SMMW) (Özsoy et al., 1993). Рассчитать вклад третьего компонента можно по разнице между составами смешения двухкомпонентной системы и реальным изменением изотопного состава серы сульфата от солёности:

$$V_{\text{SMMW}} = 1 - V_{\text{BS}}, \text{ где } V_{\text{BS}} = V_{\text{CIL}} + V_{\text{BCL}} < 1, \text{ где BS – черноморская вода.}$$

Расчёт показывает, что вода SMMW доминирует в области пикноклина водной толщи Черного моря вплоть до солёности 22 ‰, что соответствует глубине 500 м. Соотношение SMMW и черноморской воды быстро убывает с глубиной. В области появления сероводорода при солёности 20.8 соотношение черноморской воды и SMMW составляет 1/(5.6-6.7) и, очевидно, оказывает определяющее влияние на процессы окисления сероводорода внутри анаэробной зоны в сравнении с теми же процессами на ее верхней границе (Konovalov, Murray, 2001).

**РАСТВОРЁННЫЙ НЕОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД ([DIC],  $\Delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ )  
В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ СТОКА ИНДИГИРКИ И КОЛЫМЫ  
НА ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ**

Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Авдеенко А.С.  
*ИГЕМ РАН (elenadelta@gmail.com)*

Проведено изучение роли речного стока в формировании изотопно-концентрационной системы растворённого неорганического углерода на шельфе Восточно-Сибирского моря. Изучены два крупных разреза, секущих зону перехода «река-море» для Индигирки и Колымы. Образцы воды были отобраны в ходе 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в сентябре 2017 г. в восточной части Восточно-Сибирского моря. Чтобы снять влияние процессов опреснения континентальным стоком были изучены изотопные системы воды ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ). Расчет вклада речных вод проведен по модели смешения-модификации, которая учитывает формирование льда из опресненных вод.

Изотопный состав растворённого неорганического углерода изучался методом масс-спектрометрии в непрерывном потоке гелия (CF-IRMS) на приборе DELTA V+ (Thermo, Германия) с опцией GasBenchII. Величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и концентрации DIC были измерены с точностью  $\pm 0.05\text{‰}$  и  $4.5\text{‰}$  соответственно. Исходные изотопные параметры стока Индигирки и Колымы ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) определены методом экстраполяции на нулевую соленость ( $S \rightarrow 0$ ) после учета вклада талого льда и модифицированных вод. Все расчёты проводились относительно вод атлантического происхождения, которые преимущественно циркулируют в Арктическом океане.

На Индигирском разрезе доля речных вод изменяется от 0.57 до 0.06 по мере удаления от устья реки в открытое море. На более коротком Колымском разрезе ( $\approx 530$  км) наблюдается та же ситуация – величина  $x(\text{rw})$  изменяется от 0.52 около устья реки до 0.12 на максимальном удалении от него. Величины [DIC] варьируют от 1400 до 2500  $\mu\text{M}$  на Индигирском и от 1500 до 2400  $\mu\text{M}$  на Колымском разрезах, повышаясь с удалением от устья реки. В области высокой солености ( $S > 25$ ) наблюдается отчетливый разброс данных, по-видимому, обусловленный присутствием модифицированных вод. В этой области величины [DIC] устойчиво превышают среднюю величину, характерную для арктических вод (2200  $\mu\text{M}$ ). В водах Индигирского разреза  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  закономерно изменяется от  $-0.8$  до  $+0.8\text{‰}$  в направлении от устья реки к открытому морю. Для Колымского разреза наблюдается отчётливое повышение величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  от  $-0.4\text{‰}$  около устья реки до  $>1\text{‰}$  в центре разреза, после чего происходит ее снижение до почти нулевых и даже отрицательных значений на крайней северной станции.

Расчёт моделей консервативного смешения показал, что для изученных вод характерно протекание процессов дегградации органического вещества и модификации вод, которые приводят к возрастанию концентрации DIC и снижению величин  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ . Эти данные не поддерживают распространённого мнения о процессах дегазации, активно дискутируемых для шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Установлено, что в «избыточном» DIC преобладает углерод модификационного происхождения - его содержание превышает концентрацию «органогенного» DIC в 2-4 раза. Вклад модификационного углерода максимален в центральной части обоих разрезов.

*Работа поддержана грантом РФФ 18-17-00089.*

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf ЦИРКОНА ЭОАРХЕЙСКОГО МЕТАБАЗАЛЬТА (МАФИЧЕСКОГО ГРАНУЛИТА), ПОБУЖСКИЙ КОМПЛЕКС, УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Егорова Ю.С.<sup>1</sup>, Лобач-Жученко С.Б.<sup>1</sup>, Адамская Е.В.<sup>1</sup>, Богомолов Е.С.<sup>1</sup>, Каулина Т.В.<sup>2</sup>,  
Сергеев С.А.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>ИГГД РАН (axohux2014@gmail.com); <sup>2</sup>ГИ КНЦ РАН; <sup>3</sup>ЦИИ ВСЕГЕИ; <sup>4</sup>ИНЗ СПбГУ

Изучен изотопный состав Hf ранее датированных цирконов (U-Pb, SHRIMP II) и изотопный состав Nd двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (пр. UR89/16), представляющих собой ксенолит метаморфизованных коматиитовых базальтов (MgO = 13.8 вес. %) в палеоархейских гнейсоэндебритах Побужского гранулитового комплекса Украинского щита. Изотопные исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (Lu-Hf) и ИГГД РАН (Sm-Nd). Для расчетов  $\epsilon_{Hf}(t)$  использованы параметры CHUR по (Bouvier et al., 2008), ДМ по (Griffin et al., 2000), константа распада <sup>176</sup>Lu по (Scherer et al., 2001).

Результаты подтвердили обоснованность выделения магматической (3628 ± 38 млн лет) и метаморфической (2845 ± 65 млн лет) генераций циркона. Цирконы с возрастом 3628 ± 38 млн лет имеют мантийный изотопный состав Hf ( $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.28044\text{--}0.28048$ ). Рассчитанные для них значения  $\epsilon_{Hf}(3.63) = +0.2 - +1.6$  коррелируют с полученным для породы значением  $\epsilon_{Nd}(3.63) = -0.5$  в пределах поля “terrestrial array”, что подтверждает магматический генезис цирконов этой группы. Возраст 3628 ± 38 млн лет отвечает формированию основной породы и соответствует раннему этапу базитового магматизма в Побужском комплексе Украинского щита.

Цирконы с возрастом 2845 ± 65 млн лет отличаются повышенным содержанием радиогенного Hf ( $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}) = 0.28067\text{--}0.28079$ ), что указывает на их метаморфический генезис (Лохов и др., 2009). Для этих цирконов установлено повышенное отношение Th/U и повышенное содержание ЛРЗЭ, Ba, U, Th, при магматическом типе распределения редких и редкоземельных элементов. Такая специфика состава циркона связывается с воздействием на включение основных пород флюид-содержащего анатектического расплава, возникшего при частичном плавлении вмещающего гнейсоэндебрита во время метаморфизма 2.85 млрд лет назад.

Промежуточные значения  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}) = 0.28056\text{--}0.28063$ , полученные для цирконов, не относящихся ни к одной из описанных выше групп (изотопный <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возраст – 2.9 - 3.2 млрд лет), вероятно, отражают 1 или более стадии преобразования породы между 3.63 и 2.85 млрд лет, которые не были чётко зафиксированы из-за недостатка U-Pb, SHRIMP II аналитических данных. Это могли быть метаморфические события с возрастом ок. 3 и/или 3.5 млрд лет, установленные по цирконам из других фрагментов мафических гранулитов комплекса.

*Работа выполнена при финансовой поддержке по Программе Президиума РАН 1.19.*

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО Sr-Nd СИСТЕМАТИКЕ КОНТАЙСКОЙ ИНТРУЗИИ (ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ)

Зайцев В.А.<sup>1</sup>, Елизаров Д.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*alkaline@geokhi.ru*); <sup>2</sup>ГИ КНЦ РАН

Между Маймеча-котуйским и Норильскими районами недавно была обнаружена Контайская интрузия, которая представляет собой расслоенный массив, дифференцированный от субщелочных габбро и габброноритов до гранодиоритов и граносиенитов. Возраст массива ранее оценивался как  $483 \pm 66$  млн. Rb-Sr изохроной по серии пород лет, с последующим изменением  $\sim 140$  млн. лет (Зайцев и др., 2018), и цирконам, выделенным из пород интрузии:  $246.5 \pm 2.6$  –  $249.9 \pm 5.2$  млн лет (Липенков и др., 2018). Обе версии датировки проблематичны. Первая – потому, что в районе отсутствуют магматические проявления, с которыми она могла бы быть соотнесена, хотя имеются находки цирконов сходного возраста, вторая – потому, что есть основания полагать, что цирконы имеют вторичную природу.

В связи с этим были проведены дополнительные изотопные исследования Rb-Sr и Sm – Nd изотопных систем. С учётом результатов предыдущих исследований были выбраны дополнительные образцы и монофракции минералов.

Полученные по валовым пробам пород линии наклона в Rb/Sr и Sm/Nd системах соответствуют возрастам  $473 \pm 48$  скво = 1.5 и  $689 \pm 670$ , соответственно, что говорит о том, что по крайней мере одна из них отражает гетерогенность вещества интрузии. Полученная для образца биотитового габбро Rb-Sr изохрона показала возраст  $240.6 \pm 3.5$  млн. лет, что несколько меньше, чем возраст, определённый по цирконам.

Цифра 240.6 млн. лет привлекательна в качестве возраста интрузии: она совпадает со вторым пульсом внедрения Сибирских трапповых базальтов (Ivanov et al., 2013), и в этом случае массив должен рассматриваться как более молодой по отношению к перм-триасовой вулканической толще района. Однако надёжность этой оценки оставляет желать лучшего, поскольку имеются свидетельства наложенных процессов.

Вверх по разрезу  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(240)}$  увеличивается, а  $\epsilon\text{Nd}_{(240)}$  уменьшается, то есть в целом вверх по разрезу наблюдается тенденция перехода от менее обогащённых к более обогащённым, «коровым» составам, однако в локальном масштабе наблюдаются значительные отклонения от этой тенденции, не объясняемые двухкомпонентным смешением, особенно существенные в нижней части разреза. Разница в  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(240)}$  между близкорасположенными пробами здесь подчас превышает разницу, наблюдаемую между монофракциями минералов, выделенных из образцов, а значит не может объясняться различием в пропорциях кумулятивных фаз. Вместе с тем, поскольку в породах нижней зоны интрузии наблюдается две популяции составов магматических минералов, можно предположить, что наблюдаемый контраст может быть связан с различием в изотопном составе этих двух генераций. Проверка этого предположения требует более детального разделения минералов, выделения фракций одноименных минералов и изучения их изотопного состава.

Таким образом, вопрос о возрасте и изотопных источниках вещества Контайской интрузии пока остаётся открытым и требует дополнительного изучения.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОД КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Зыкин Н.Н.<sup>1</sup>, Токарев И.В.<sup>2</sup>, Козина Н.В.<sup>3</sup>, Рейхард Л.Е.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Газпром ВНИИГАЗ (nznz@yandex.ru); <sup>2</sup>РЦ РДМИ, СПбГУ (tokarevigor@gmail.com);

<sup>3</sup>ИО РАН (Lyuda@io.ru)

Изучен изотопный состав кислорода и водорода, температуры и солёности морских вод и изотопный состав поровых вод донных отложений Каспийского моря. Исследования проводились в процессе двух комплексных научных экспедиций: в 2012 г. – на НИС «Рифт» и в 2013 г. – на НИС «Никифор Шуреков». Вода и осадки отобраны на шести комплексных станциях, расположенных в Дербентской (ст. 1326, 4104, 4106 и 4107) и в Южно-Каспийской (ст. 1330 и 1331) впадинах моря.

Опробование водной толщи проводилось батометром объёмом 10 л. Отбор проб донных осадков производился при помощи бокс-корера Экмана 400 и мультикорера MiniMuc К/МТ 410. Измерения температуры и солёности водной толщи производилось STD-зондами Idronaut Ocean 316, SBE-19+ и SBE-25. Поровые воды из проб донных осадков отжимались центрифугированием в герметичных флаконах.

Измерения изотопного состава воды ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) выполнялись в РЦ «Геомодель» Научного парка СПбГУ на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L-2120i с использованием стандартов МАГАТЭ (V-SMOW-2, GISP и SLAP) и Геологической службы США (USGS-45 и USGS-46). Погрешность измерения составляла  $\pm 0.1$  ‰ для  $\delta^{18}O$  и  $\pm 1$  ‰ для  $\delta D$ .

Всего было отобрано и изучено 78 проб воды. Результаты исследований солёности и изотопного состава вод приведены на рис. 1, общие характеристики изученных вод моря и донных отложений приведены в таблице 1.

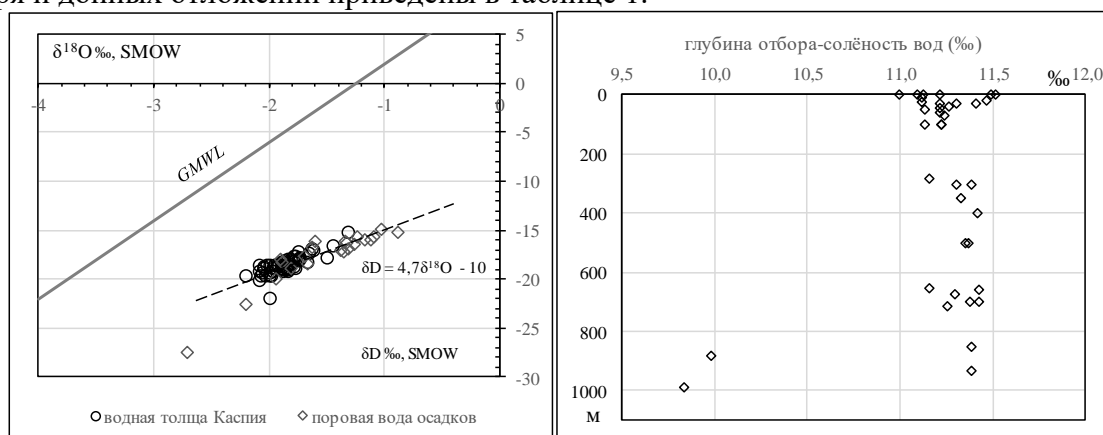


Рис. 1. Результаты исследований солёности и изотопного состава вод.

Таблица 1. Общие характеристики изученных вод моря и донных отложений.

	водная толща Каспийского моря				поровые воды	
	$\delta^{18}O$ , ‰	$\delta D$ , ‰	T, °C	STD, ‰	$\delta^{18}O$ , ‰	$\delta D$ , ‰
мин.	-2.2	-22.1	5.0	9.8	-2.7	-27.5
макс.	-1.3	-15.4	29.2	11.5	-0.9	-14.9
ср. по станциям	-1.9	-18.7	11.2	11.2	-1.5	-17.6
общий разброс	0.9	6.7	24.2	1.7	1.8	12.6

В докладе приведены обобщённые данные изотопных исследований вод за все годы изучения Каспийского моря, на основании которых авторами рассмотрены механизмы формирования водной толщи и гидрологические особенности Каспийского моря.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЗОВ ЧАЯНДИНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зыкин Н.Н.<sup>1</sup>, Ганин М.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Газпром ВНИИГАЗ (nznz@yandex.ru); <sup>2</sup>ВНИИПБиВП (m-ganin@yandex.ru)

Изучен изотопный состав углерода углеводородных (УВ) газов и конденсата продуктивных горизонтов Чайнинского нефтегазоконденсатного месторождения (ЧНГКМ). Пробы отбирались на сепараторах эксплуатационных скважин. Отбор проб и аналитические исследования проведены в 2019 г. Анализ проведён во ВНИИПБиВП, а также в лаборатории «QLAB» ООО «Городской супермаркет».

Аналитические исследования  $\delta^{13}\text{C}$  лёгких углеводородов в смеси газов ЧНГКМ проводились на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus с модулем GX GC Isolink и модулем элементного анализатора Flash HT plus. Отношение стабильных изотопов углерода в сложных по составу образцах анализировалось на GC/C-IRMS (метод изотопного анализа с использованием газового хроматографа), совмещённого с окислительно-восстановительным реактором. Анализ тяжёлых фракций (нефть, конденсат) проводился на модуле Flash HT plus.

При анализе углеводородов на  $\delta^{13}\text{C}$  использовались стандарты МАГАТЭ IAEA CH-3, IAEA NBS22 и стандарт мочевины IVA33802174 Urea Isotopic Working standard. Среднеквадратичное отклонение по серии рядовых измерений изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  составляло  $\leq 0.35$  ‰.

Всего отобрано и проанализировано 49 проб пластовых газов и конденсата. Результаты исследований приведены в таблице.

Таблица 1. Изотопный состав углерода метановых фракций углеводородных (УВ) газов и конденсата Чайнинского НГКМ

Наименование показателя	диапазон по $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ VPDB		
	от	до	сред. по мест-ю
Компонент/значение $\delta^{13}\text{C}$			
Метан	-38.7	-36.3	-38.2
Этан	-43.4	-39.1	-40.8
Пропан	-38.5	-35.7	-37.1
Бутан	-36.2	-31.9	-34.2
Изо-бутан	-37.7	-34.1	-35.8
Тяжёлые углеводороды (нефть, конденсат)	-37.9	-34.7	-36.3

Согласно полученным данным, изотопный состав углерода метановых фракций УВ газов Чайнинского НГКМ характеризуется относительно «тяжёлым» составом. При этом отмечается, что в целом, при общем незначительном обогащении гомологов метана тяжёлым изотопом углерода, этан в смеси газов отличается значительным (до 5 ‰) обеднением  $^{13}\text{C}$ . Аналогичным отношением  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуется состав сопутствующего газам конденсата.

Исходя из полученных данных, можно заключить, что УВ газы месторождения соответствуют поздним стадиям созревания органического вещества, имеют термокаталитическое происхождение (зона «Б» каталитической генерации метана по Э.М. Галимову) и, являясь миграционными, формировались за счёт разрушения нефтяных оторочек, установленных на флангах газовых залежей.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА МЕТЕОГЕННЫХ ВОД БАССЕЙНА Р. НЮИ (ЛЕНСКИЙ РАЙОН ЯКУТИИ)

Зыкин Н.Н.<sup>1</sup>, Ганин М.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Газпром ВНИИГАЗ (nznz@yandex.ru); <sup>2</sup>ВНИИПБиВП (m-ganin@yandex.ru)

Изучен изотопный состав кислорода и водорода больших и малых речных водотоков, вод источников, скважин забора питьевых вод из надсолевого гидрогеологического этажа площади и атмосферных осадков Ленского района Якутии. Опробование проводилось в зимний и летний периоды 2018-2019 гг.

Анализ изотопного состава вод проводился во ВНИИПБиВП. Аналитические исследования изотопного состава воды проводились на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus с модулем GasBenchII методом изотопного уравнивания. Среднеквадратичное отклонение при измерении  $\delta^{18}\text{O}$  составило  $\leq 0.1 \text{ ‰}$ , и  $\leq 1.02 \text{ ‰}$  – при измерении  $\delta\text{D}$ . В качестве стандартов использовались стандарты МАГАТЭ (V-SMOW-2) и стандарты WICO 2016 International Water Isotope Inter-Comparison Test (Wico 6 и Wico 5), а также внутрилабораторный стандарт воды ST15.

Всего отобрано и проанализировано 60 проб воды. Результаты исследований приведены на рис. 1.

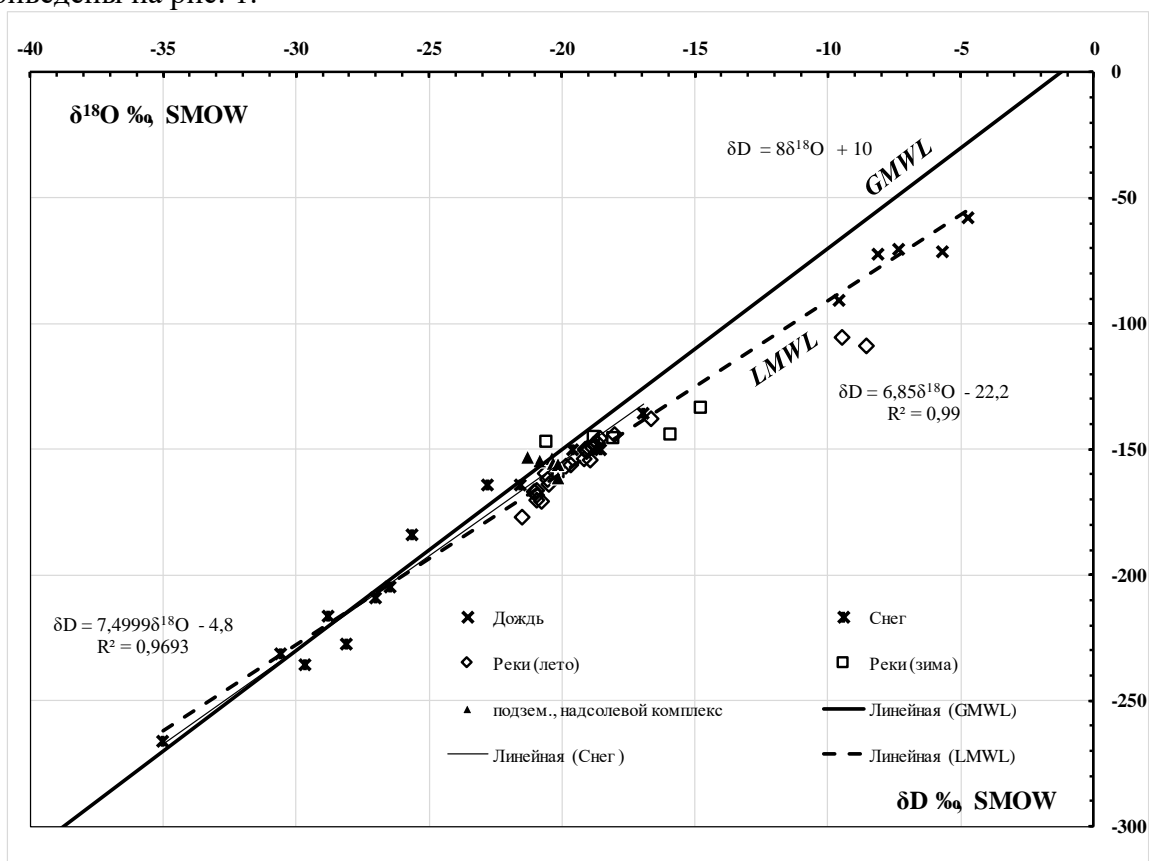


Рис. 1. Отношение  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  метеогенных вод Ленского района Якутии.

Согласно полученным данным, локальная линия метеорных вод характеризуется зависимостью  $\delta\text{D} = 6.85 \delta^{18}\text{O} - 22.2$ . Реки изученного района имеют преимущественно снеговое питание. По разрезу левобережной части р. Нюи, охватывающей половину водосборного бассейна Ленского района, установлено инфильтрационное распространение метеогенных в надсолевом гидрогеологическом комплексе.

## ЭФФЕКТ ПОТЕРИ КОНФОРМАЦИОННОГО СРОДСТВА SAH К МЕТИЛАЗЕ ПРИ ИЗОТОПОЗАМЕЩЕНИИ УГЛЕРОДА $^{12}\text{C}$ НА $^{13}\text{C}$

Иванов А.А.<sup>1</sup>, Севастьянов В.С.<sup>1</sup>, Коноплёва И.В.<sup>1</sup>, Кузнецова О.В.<sup>1</sup>,  
Долгоносоев А.А.<sup>1</sup>, Телегина Т.А.<sup>2</sup>, Вечтомова Ю.Л.<sup>2</sup>, Буглак А.А.<sup>3</sup>, Шевчук Т.В.<sup>4</sup>,  
Волков А.А.<sup>5</sup>, Польшаков В.И.<sup>6</sup>, Марьясина С.С.<sup>6</sup>, Галимов Э.М.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*aiva@geokhi.ru*); <sup>2</sup>ИНБИ РАН; <sup>3</sup>СПбГУ; <sup>4</sup>ФИБХ РАН; <sup>5</sup>ВНИИРО;  
<sup>6</sup>ЦМТС МГУ им. М.В. Ломоносова

В ферментативной *in vitro* реакции метилирования ДНК обнаружена зависимость эффективности прохождения этого процесса от изотопного состава донора метильных групп S-Adenosyl-l-methionine (SAM). При замене в SAM всего углерода  $^{12}\text{C}$  на  $^{13}\text{C}$ , эффективность метилирования повышалась в разы. Наблюдаемый эффект нельзя отнести ни к одному из ранее известных типов изотопных эффектов. И по этой причине он может являться новым, самостоятельным типом изотопных эффектов, регистрируемых в работе молекулярно-биологических систем при участии ферментов. Это затрагивает и отражает один из фундаментальных принципов работы живых систем, в основе которого лежит пространственно-структурное соответствие взаимодействующих компонентов в каждом из всех известных на сегодняшний день биохимических процессах, требующих ферментативного сопровождения. Этот принцип - принцип конформационного сродства фермент-субстратного комплекса, где от пространственно-структурного соответствия напрямую зависит конечный исход биохимического взаимодействия и, как следствие, образование конечных продуктов реакции - взят нами за основу при теоретическом обосновании проведения данной работы. При экспериментальном исследовании природы явления выяснилось, что эффективность процесса метилирования, в действительности, во многом зависит от изотопного состава S-Adenosyl-L-homocysteine (SAH), являющегося ингибитором процесса и накапливающегося в системе реакций при превращении SAM, с потерей  $\text{CH}_3$ -группы, в SAH. В результате подтверждается, что у  $^{13}\text{C}$ -SAH полностью отсутствует ингибирующая способность к метилазе, поэтому, при метилировании ДНК с участием  $^{13}\text{C}$ -SAM, накапливающийся в системе  $^{13}\text{C}$ -SAH не снижает интенсивность процесса и не тормозит его, как это происходит в реакции метилирования ДНК с естественно-природным изотопным составом  $^{12}\text{C}$ -SAM.

На основе наблюдаемого изотопного эффекта в метилазной реакции и 3D-модели, полученной с помощью квантово-химических расчётов разноизотопных форм SAH, показывающей отличие конформаций  $^{13}\text{C}$ -SAH и  $^{12}\text{C}$ -SAH, можно сделать предварительный вывод о том, что при полном изотопозамещении углерода  $^{12}\text{C}$  на  $^{13}\text{C}$  в SAH происходит потеря конформационного сродства SAH к метилазе. Исчерпывающие доказательства наличия конформационного эффекта изотопии при изотопозамещении углерода  $^{12}\text{C}$  на  $^{13}\text{C}$  в SAH можно получить с применением ЯМР-метода при исследовании молекулярной томограммы  $^{15}\text{N}$ -метилазы, на которой отражаются конформационные изменения в случае присоединения SAH, что и приводит к ингибированию метилазы. Или на синхротроне, в случае получения конформационно отличающихся изображений разноизотопных форм  $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$  SAH. Такая работа в настоящий момент проводится на базе ЦМТС МГУ и НИЦ "Курчатовский институт".

Предложено практическое использование данного явления в медико-биологических исследованиях в виде разноизотопных форм препаратов SAM и SAH, принципиально позволяющее управлять ферментативным процессом.

## ГИДРОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ( $\delta D$ , $\delta^{18}O$ ) СОСТАВ РЕКИ КОЛВА

Казанцева А.С.

*Горный Институт УрО РАН (kazanalena@bk.ru)*

В статье приведены результаты комплексного гидрохимического и изотопно-геохимического изучения реки Колвы, проведенного в 2017-2018 гг. Река Колва является крупным притоком р. Вишеры (бассейн р. Камы) и основной водной артерией Колвинской седловины, выделяемой в северной части Предуральяского прогиба. Для северной части Предуральяского прогиба в пределах Колвинской седловины, имеется только фрагментарный материал о распространении, гидрохимических особенностях и условиях формирования природных вод. Методы изотопной гидрогеологии в исследуемом районе ранее не применялись. Данные исследования необходимы для комплексного изотопно-гидрохимического анализа подземных вод и для решения вопросов генезиса вод, а также для оценки состояния и качества водных ресурсов.

Расход, минерализация, химический и изотопный состав вод р. Колвы, изменяются сезонно. Наиболее высокая минерализация ( $380 \text{ мг/дм}^3$ ) и сложный ионный состав ( $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$ ) наблюдаются зимой, когда роль подземного стока в питании речных вод максимальна. В этот период речные воды приобретают изотопный состав, отвечающий составу подземных вод источников ( $\delta^{18}\text{O} = -15.3 \text{ ‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -110.8 \text{ ‰}$ ). При этом, расхождение в составе главных ионов указывает на то, что значительная часть зимнего стока формируется за счёт подземных вод, питающих реку выше по течению. Весной минерализация речных вод наиболее низкая ( $100 \text{ мг/дм}^3$ ), а ионный состав наиболее простой ( $\text{Ca-HCO}_3$ ). В это время воды приобретают облегченный изотопный состав ( $\delta^{18}\text{O} = -17.3 \text{ ‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -127.4 \text{ ‰}$ ), что связано с доминирующей ролью (70 % и более) в питании реки талых вод. Дальнейшие сезонные изменения речных вод заключаются в прогрессивном усложнении их ионного состава ( $\text{Ca-Na-HCO}_3$  летом;  $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-Cl}$  осенью) и повышении минерализации до  $230\text{--}290 \text{ мг/дм}^3$ . Годовой ход изотопного состава речных вод, в целом, подобен ходу состава атмосферных осадков, отличаясь от последнего существенно меньшей амплитудой и запаздыванием на 1–2 месяца. Последнее объясняется «временем передачи» изотопного сигнала от атмосферных осадков к речной воде, которое определяется иммобилизацией осадков в виде снега в зимние месяцы, а также временем «прохождения» осадков через стадию поверхностных и почвенных вод.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ Г. ТОМСК (2017-2018 ГГ.)

Калашникова Д.А.<sup>1</sup>, Симонова Г.В.<sup>1</sup>, Гераскевич А.В.<sup>1,2</sup>, Крайнюков А.А.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ИМКЭС СО РАН (*galina\_simonova@inbox.ru*); <sup>2</sup>Национальный исследовательский  
Томский политехнический университет

Изотопный состав атмосферных осадков является важным параметром, знание которого необходимо при проведении гидрологических, метеорологических и палеоклиматических исследований. Состав стабильных изотопов атмосферной влаги является источником комплексной информации о процессах гидрологического цикла, а также позволяет корректировать параметры моделей общей циркуляции атмосферы.

Изменение изотопных отношений  $\delta^{18}\text{O} \div \delta\text{D}$  в выпадающих атмосферных осадках в изучаемом регионе описывается локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ). По отклонению диаграммы изотопных отношений  $\delta^{18}\text{O} \div \delta\text{D}$  от глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) можно оценить процессы изотопного фракционирования.

Основная цель исследования заключалась в изучении изотопного состава кислорода и водорода атмосферных осадков и в определении зависимости их изменений от температурных условий с декабря 2016 года до конца декабря 2018 гг. Изотопный состав кислорода и водорода определяли с помощью системы GasBench II и изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage (ТомЦКП) методом уравнивания.

Для зимне-весеннего периодов 2017 и 2018 гг. изменения изотопного состава имеют удовлетворительную зависимость от температуры окружающей среды. Угловые коэффициенты ЛЛМВ ниже значения углового коэффициента ГЛМВ (равного 8), что указывает на преобладание испарительного фракционирования над криогенным (Папина, 2017). Для летнего периода 2017 и 2018 гг. значимая зависимость изменения изотопного состава атмосферных осадков от температуры отсутствует, что в первую очередь может быть связано со сменой источников их поступления. Уравнение ЛЛМВ имеет вид:  $\delta\text{D} = 6.6 \times \delta^{18}\text{O} + 8.7$  ( $R^2 = 0.92$ ). Угол наклона ЛЛМВ сигнализируют о влиянии на изотопный состав осадков вихревых процессов и испарительного фракционирования.

Рассчитанные значения дейтериевого эксцесса ( $d_{\text{exc}}$ ) для атмосферных осадков в 2017 и 2018 гг. варьировали в достаточно широких пределах от +46.5 до -17.3 ‰. Среднее значение избытка дейтерия в атмосферных осадках 2018 г. оказалось меньше по сравнению с 2017 г. на 20 ‰, что объясняется разницей температур зимне-весеннего периодов 2017 и 2018 гг. Средняя температура зимне-весеннего периода 2018 г. была холодней 2017 г. на 2.5 °С.

Дополнительно были проанализированы связи между температурой воздуха, количеством выпавших осадков и изотопным составом кислорода и водорода талого снега.

*Работа выполнена при поддержке базового проекта АААА-А17-117013050030-1. Метеоданные были предоставлены Геофизической обсерваторией ИМКЭС СО РАН.*

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И АЗОТА АЛМАЗОВ ИЗ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК НА КАМЧАТКЕ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ИХ ПРИРОДНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ

Каминский Ф.В.<sup>1</sup>, Шилобреева С.Н.<sup>1</sup>, Карпов Г.А.<sup>2</sup>, Севастьянов В.С.<sup>1</sup>,  
Вирт Р.<sup>3</sup>, Шрайбер А.<sup>3</sup>, Аникин Л.П.<sup>2</sup>, Галимов Э.М.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГЕОХИ РАН (*kaminsky@geokhi.ru*); <sup>2</sup> ИВУС ДВО РАН; <sup>3</sup> Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Center for Geosciences, Germany

Более 700 кристаллов алмаза были найдены в продуктах извержения вулкана Толбачик 2012-2013 гг. на Камчатке. Они были изучены с помощью просвечивающей электронной микроскопии, ИК-Фурье спектроскопии, анализа элементов-примесей на ионном микрозонде Cameca IMS-4f, и изотопного анализа углерода и азота на приборе Cameca IMS-1280-NR. Изотопный состав углерода в алмазах Толбачика варьирует в пределах от -21 ‰ до -29 ‰  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  (ср. = -25.4). Изотопный состав азота составляет -2.32 ‰ to -2.58 ‰  $\delta^{15}\text{N}_{\text{Air}}$ . Согласно этим данным, алмазы схожи с представителями эклогитового парагенезиса.

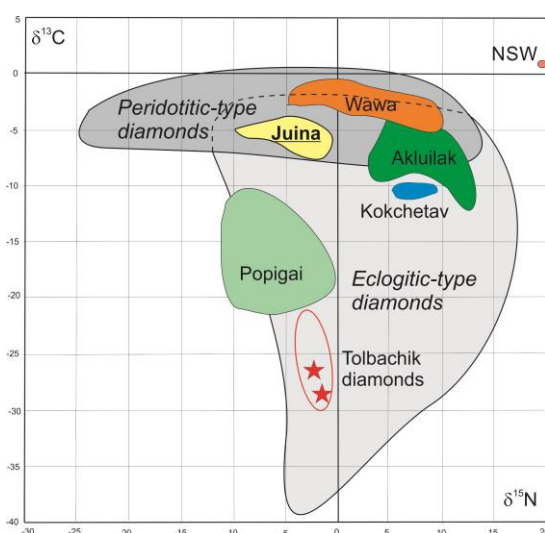


Рис. 1. Изотопный состав углерода и азота в алмазах различных типов.

Среди элементов-примесей в алмазах Толбачика, главными являются N и H. Кроме них, отмечаются повышенные концентрации летучих элементов F и Cl. В целом среди элементов-примесей по характеру их распределения в алмазе выделяются две группы. Первая группа, N и H, представлена элементами, постоянно входящими в структуру алмаза. Они распространены в алмазе равномерно. Все остальные элементы (Cl, F, O, S, Si, Al, Ca, и K) образуют локальные концентрации в объёме алмаза, указывая на принадлежность их к включениям. По сравнению с элементами-примесями в вулканических газах, примеси в алмазах (за исключением Si) образуют аналогичную картину распределения, в особенности для летучих элементов (F и Cl). Отношение F/Cl в изученных вулканических алмазах практически совпадает с распределением этих элементов в вулканических газах. Эти данные указывают на генетическую связь образования алмазов и газовой фазы. В то же время, эти данные позволяют исключить какие-либо предположения об искусственном образовании изученных алмазов.

## **$^{137}\text{Cs}$ и $^{90}\text{Sr}$ КАК МАРКЕРЫ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА В ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ (ЭЛГС)**

Коробова Е.М.<sup>1</sup>, Романов С.Л.<sup>2</sup>, Тарасов О.В.<sup>3</sup>, Березкин В.Ю.<sup>1</sup>, Долгушин Д.И.<sup>1</sup>,  
Баранчуков В.С.<sup>1</sup>, Модоров М.В.<sup>4</sup>, Иванов О.П.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН; <sup>2</sup>УП «Геоинформационные системы» (Минск, РБ); <sup>3</sup>ФГУП «ПО «МАЯК»;  
<sup>4</sup>ИЭРиЖ УрО РАН; <sup>5</sup>НИЦ «Курчатовский институт»

Метод меченых атомов успешно используется при решении ряда задач в медицине, биологии и в сельском хозяйстве. Поступая в биосферу чаще всего в виде локализованных в пространстве выбросов из точечного источника, радиоизотопы, специфически перераспределяются в поверхностных слоях педосферы и гидросферы, формируя вторичные геохимические поля, анализ структуры которых позволяет контролировать протекание процессов миграции и обмена в таком важнейшем, фундаментальном объекте биосферы как ЭЛГС.

Цель данной работы – выявление закономерностей пространственного перераспределения вещества в ЭЛГС типа вершина – склон – замыкающее понижение.

На тестовых площадках характеризующихся высокой степенью первичного радиоактивного загрязнения: 1) в зоне аварии на Чернобыльской АЭС 1986 года (свыше 1480 кБк/м<sup>2</sup> по  $^{137}\text{Cs}$ ) и 2)  $^{137}\text{Cs}$  и в головных частях Восточно-Уральского и Карачаевского радиоактивных следов, (свыше 2000 кБк/м<sup>2</sup>) с помощью портативного гамма-спектрометра Violinist-III и спектрометрического комплекса СКС-08П «Колибри» были проведены измерения активности радионуклидов как непосредственно на поверхности почвы в узлах регулярной сети с шагом 5 м и 1 м, так и послойно в образцах почвенных кернов, отобранных до глубины 40 см.

Во всех ненарушенных ЭЛГС основной запас выпавших радионуклидов находился в слое от 2 до 20 см, что свидетельствует о правомерности оценки особенностей латерального перераспределения вещества методом полевой гамма-спектрометрии.

Полученные данные свидетельствуют о том, что равномерно выпавшие изотопы как  $^{137}\text{Cs}$ , так и  $^{90}\text{Sr}$  формируют во всех изученных ЭЛГС вторичные поля, характеризующиеся закономерно организованной полицентрической структурой, наблюдающейся на фоне явного отсутствия выраженной тенденции равномерного переноса запасов радиоизотопов от вершин к понижениям. Вместо этого повсеместно имеет место закономерно циклическая изменчивость активности на уровне 200 % и более.

Выявленные параметры структуры геохимического поля  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  позволяют детально изучать основные закономерности перераспределения вещества в ЭЛГС, что чрезвычайно важно для изучения процессов почвообразования, мониторинга состояния последствий техногенного загрязнения, создания систем точного земледелия и при проведении эколого-геохимических исследований.

*Исследования 2019 г. выполнены при поддержке грантом РФФИ №19-05-00816.*

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО БЛАГОРОДНЫМ ГАЗАМ И АЗОТУ, ПОЛУЧЕННЫЕ МЕТОДАМИ СТУПЕНЧАТОГО ОКИСЛЕНИЯ И ДРОБЛЕНИЯ В ХОНДРИТЕ ОЗЕРКИ

Корочанцева Е.В.<sup>1</sup>, Верховский А.Б.<sup>2</sup>, Лоренц К.А.<sup>1</sup>, Буйкин А.И.<sup>1</sup>, Корочанцев А.В.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*kpv-life@mail.ru*); <sup>2</sup>The Open University, UK

Метеорит Озерки выпал в виде дождя 21 июня 2018 года в Липецкой области, Россия. Он классифицирован как обыкновенный хондрит (L6), ударная стадия S5, класс выветривания W0 (Meteoritical Bulletin, 2018). Предварительные исследования (Алексеев и др., 2019) указывают на отсутствие треков (образующихся при облучении галактическими космическими лучами) в зернах оливина, по-видимому, из-за низкого возраста космической экспозиции и глубокого расположения породы ( $\geq 30$  см) в доатмосферном теле с радиусом  $\geq 50$  см. В нашей работе представлены петрологическая информация о метеорите и первые данные по легким благородным газам и азоту, полученные методами ступенчатого окисления и дробления.

Метеорит Озерки представляет собой брекчию. Некоторые индивидуальные образцы имеют ненарушенное хондритовое строение, тогда как другие представляют собой фрагменты грубообломочных ударно-расплавных брекчий. Эти две петрологические разновидности отличают разные степени ударного метаморфизма – S1 и S3, соответственно. Образцы хондритового материала (5.059 мг) и расплава с мелкими хондритовыми обломками (3.006 мг) были изучены методом ступенчатого окисления в температурном интервале от 200 до 1500 °C с шагом – 100-200 °C. Хондритовый материал содержит  $^4\text{He} = 191$ ,  $^{20}\text{Ne} = 5.7$ ,  $^{36}\text{Ar} = 1.1$  и  $^{40}\text{Ar} = 1171$  ( $\times 10^{-7}$  см<sup>3</sup> STP/г). Содержание этих изотопов в образце расплава составляет 104, 1.2, 1.3 и 649 ( $\times 10^{-7}$  см<sup>3</sup> STP/г), соответственно. Отношение  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  в температурных ступенях образцов достигает 10, что говорит о значительном вкладе газов солнечного ветра. При исследовании вещества основной массы (86 мг) методом ступенчатого дробления данные первых двух ступеней были потеряны из-за технических проблем. В следующих четырех ступенях в совокупности выделилось  $^{36}\text{Ar} = 9.1 \times 10^{-9}$  и  $^{40}\text{Ar} = 1.7 \times 10^{-5}$  (см<sup>3</sup> STP/г). Отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в образце довольно однородное - во всех ступенях дробления составляет около 2000 (от 1831 до 2120). Похожий изотопный состав захваченного аргона был ранее определён в высокотемпературных ступенях тёмного хондритового вещества метеорита Челябинск:  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} = 1869 \pm 214$  (Trieloff et al., 2018). Содержание азота при дроблении составило всего 12 нг/г (значительная часть азота могла выделиться в первых двух ступенях, газ из которых был потерян). Правильно рассчитать изотопный состав азота, к сожалению, не представляется возможным из-за его очень низкого содержания в ступенях. Мы намерены повторить опыт по дроблению, взяв образец с большей навеской, а также провести дробление вещества расплава.

Содержание космогенного  $^{21}\text{Ne}$  в образце хондритового материала, изученного методом ступенчатого окисления, составляет  $0.47 \times 10^{-8}$  см<sup>3</sup> STP/г и рассчитано, исходя из отношений  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13.78$  и  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0329$  в солнечном ветре (Heber et al., 2009) и  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.8$  (Eugster and Michel, 1995) и  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.86$  (среднее значение для диапазона  $(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{косм.}}$  (Korochantseva et al., 2018)) для космогенного компонента. Диапазон скорости образования  $^{21}\text{Ne}_{\text{косм.}}$  ( $P_{21}$ ) взят согласно методу (Leya and Masarik, 2009) для химического состава L-хондритов и допущению о доатмосферном размере тела с радиусом 65-85 см (с учётом оценки радиуса по (Алексеев и др. 2019)). Метеорит Озерки был быстро доставлен на Землю: полученный нами радиационный возраст составляет ~ 1.3-1.5 млн лет.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-01078.*



## МЕХАНИЗМЫ ОПРЕСНЕНИЯ МОРСКИХ ВОД В ЗАЛИВАХ ЦИВОЛЬКИ И СЕДОВА (НОВАЯ ЗЕМЛЯ) ПО ИЗОТОПНЫМ ( $\delta D$ , $\delta^{18}O$ ) ДАННЫМ

Коссова С.А., Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю.  
ИГЕМ РАН (*sonch\_1@rambler.ru*)

Данная работа посвящена изучению процессов опреснения поверхностных вод заливов Новой Земли (на примере заливов Цивольки и Седова), для которых существует несколько потенциальных источников опреснения: глобальных (эстуарные воды Оби, Енисея, атмосферные осадки региона и полярных широт) и локальных (водотоки и ледники Новой Земли). Цель работы состоит в оценке роли разных источников опреснения. Для этого были использованы данные об изотопном составе кислорода и водорода ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) опреснённых морских вод в комплексе с данными об их солёности. Метод изотопной геохимии кислорода и водорода является традиционным для идентификации пресных вод, и в ряде случаев он используется для количественных оценок вклада пресных вод разного происхождения, разбавляющих морские воды.

Несмотря на высокую изученность изотопных параметров вод Карского моря, изотопных исследований в водах, непосредственно прилегающих к архипелагу Новая Земля, ранее не проводилось. Ранее установлено, что в центральной части Карского моря наблюдается двухкомпонентное смешение модифицированных атлантических вод с эстуарными водами Енисея и Оби. Однако с удалением от источников континентального стока, процессы опреснения осложнены присутствием локальных источников опреснения, что подтверждается отклонением наблюдаемых параметров ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ , солёность) от модели двухкомпонентного смешения.

Материалы для исследований были получены в ходе рейсов НИС «Профессор Штокман» (2014 г), и «Академик Мстислав Келдыш» (2015, 2016 гг.) в район Карского моря. Кроме вод заливов были опробованы воды локальных водотоков и ледник Серп и Молот в заливе Цивольки. Для каждой станции был изучен вертикальный профиль распределения гидрофизических параметров и величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ .

Анализ полученных данных показал, что во все годы наблюдений воды обоих заливов на всех глубинах опреснены по отношению к господствующим в Карском море водам атлантического происхождения, но степень опреснения и источники опресняющих компонентов различны для вод, залегающих на разных глубинах. Временные вариации изотопных параметров затрагивают только воды, лежащие выше галоклина, и в этих водах содержится до 30 % пресного компонента. Было показано, что в 2015 году в опреснении поверхностных вод залива Седова участвовали воды Оби, а в поверхностных водах залива Цивольки преобладали локальные источники опреснения. Такое различие механизмов опреснения, вероятно, определяется наличием естественных преград для свободного водообмена с Карским морем в заливе Цивольки и их отсутствием в заливе Седова.

Заливы Новой Земли являются сложным объектом для изучения процессов опреснения их акваторий. Основная причина – наличие большого количества потенциальных источников опреснения. По-видимому, распределение опресняющих компонентов уникально для каждого из заливов и определяется степенью открытости акватории, а также ее географическими и морфологическими особенностями.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 18-05-00740 и РНФ 18-17-00089.*

## КРУПНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ: ИСТОЧНИКИ МАГМ ПО ДАННЫМ Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ

Костицын Ю.А.

*ГЕОХИ РАН (kostitsyn@geokhi.ru)*

Образование огромных объёмов магм, преимущественно базальтового состава, в крупных магматических провинциях (LIP) в последние десятилетия вызывает интерес большого количества геологов различного профиля. Выдвинут целый ряд гипотез их происхождения. Некоторые из этих гипотез предполагают в качестве источника расплавов LIP глубинные плюмы, берущие начало с границы верхней и нижней мантии или с границы мантии и ядра (суперплюмы). Другие – предполагают в качестве источника области верхней мантии, в той или иной степени гетерогенные. Для оценки возможного вклада в породы LIP различных источников вещества в настоящей работе проводится анализ большого массива изотопно-геохимических данных для ряда крупных магматических провинций разного возраста.

Анализ проводится на основе базы данных, которая собиралась автором в течение 20 с лишним лет на основе опубликованных источников и содержит информацию о составе пород в отношении главных, второстепенных элементов, ряда изотопных отношений элементов, а также координаты точек опробования. Также она дополнена данными из сетевой базы данных GeoRock (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). В настоящее время база данных содержит 95 тысяч записей для пород различного состава и генезиса.

Породы крупных магматических провинций как континентального, так и океанического заложения отличаются от любых других магматических пород широчайшими вариациями изотопного состава Sr, Nd, Hf и Pb. Ни одна другая группа пород предположительно мантийного происхождения не сравнится с ними по степени изотопной гетерогенности. Поэтому связать происхождение LIP с каким-либо единым мощным и однородным мантийным источником невозможно. Необходимо допустить повсеместное участие обогащённого и крайне изотопно-гетерогенного материала в петрогенезисе расплавов LIP. Не смотря на высокую степень изотопной гетерогенности пород LIP, в среднем наблюдается стабильное соотношение мантийного и "корового" компонентов в магматитах основного состава ( $\text{SiO}_2 < 50\%$ ) и постепенное увеличение доли "корового" компонента с ростом кремнекислотности пород.

Эта и другие геохимические особенности пород LIP находят объяснение в предположении, что источник расплавов представлял собой мантийный перидотит с примесью (мета)базитового материала в виде интрузивных тел или субдуцированного вещества. Базитовый компонент – базальты, габбро и их метаморфические аналоги – представляет собой геохимически гетерогенное и обогащённое вещество, которое по Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf и U/Th/Pb и концентрациям этих элементов гораздо ближе к составу континентальной коры, чем к мантии. Этот компонент к моменту плавления был тем более гетерогенен по изотопному составу Sr, Nd, Hf и Pb, чем ранее он образовался. Если в результате плавления такого "слоёного пирога" рестит отвечал ультрабазитовому парагенезису, то расплав в отношении главных элементов соответствовал базальтовому. Однако несовместимыми элементами-примесями этот расплав должен быть существенно обогащён за счёт базитового компонента в источнике. Изотопные отношения Sr, Nd, Hf и Pb расплава также наследуются прежде всего от базитового компонента, в силу его обогащённости этими элементами по сравнению с мантийным ультрабазитом.

Если доля базитового компонента в некоторой области плавления локально преобладала и рестит уже не отвечал ультрабазитовому парагенезису, то состав расплава мог смещаться в более кремнекислую область. В таких случаях увеличение доли обогащённого компонента в источнике могло приводить не только к росту  $\text{SiO}_2$  расплавов, но и к ещё большему сдвигу изотопных отношений в область обогащённых, типично коровых составов.

## ИЗОТОПНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ АБИОГЕННОМ СИНТЕЗЕ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ПО ЛИТЕРАТУРНЫМ ДАННЫМ

Кривенко А.П., Севастьянов В.С., Наймушин С.Г.  
ГЕОХИ РАН (*superb92@yandex.ru*)

Изучение механизма распределения изотопов углерода в абиогенных и биогенных органических соединениях и влияния процесса синтеза этих соединений на изотопные эффекты является ключевым аспектом в исследовании механизмов протекания реакций на пути от простых органических соединений к сложным.

Первыми, кто провел модельный синтез абиогенных органических соединений, считаются Миллер и Юри. В их установке синтез происходил в разряде из смеси метана, аммиака, водорода и паров воды. По их мнению, молнии в первичной атмосфере Земли могли оказывать значительное влияние на образование органических соединений.

После публикации Миллера и Юри проводились множественные исследования возможных путей реакции образования абиогенных органических соединений, за которыми последовали исследования зависимостей распределения изотопов в этих соединениях. Возможность синтеза органических соединений абиогенным путем породила проблему различия органических соединений по их происхождению.

Первоначальные сравнительные исследования распределения изотопов углерода в соединениях биологического и небиологического происхождения сформировали простой критерий различия таких соединений. Для биогенных органических соединений характерно следующее распределение изотопов углерода:  $\delta^{13}\text{C}_1 < \delta^{13}\text{C}_2 < \delta^{13}\text{C}_3 < \delta^{13}\text{C}_4$  и т.д., в то время как такие же абиогенные соединения демонстрируют обратный тренд распределения. Однако более поздние исследования показывают, что абиогенные органические соединения могут иметь как прямой, так и обратный тренд распределения изотопов в соединениях углерода.

Недостаточность фундаментальных закономерностей распределения и перераспределения изотопов углерода в синтезированных органических соединениях сформировала необходимость дальнейшего исследования данной проблемы.

Создаваемая установка предназначена для исследования изотопных эффектов при абиогенном синтезе органических соединений, таких как пептиды. Полученные пептиды будут разложены на аминокислоты. Идентифицированные аминокислоты в свою очередь подвергнутся изотопному анализу и сравнению с аминокислотами, полученными разложением биогенных пептидов.

Планируется, что проектируемая установка позволит подавить кинетический изотопный эффект. Она будет обладать большой гибкостью за счет модульности ее построения. Это позволит оперативно вносить изменения в конструкцию при изменении условий синтеза. В реакторе будут установлены электроды с регулируемым искровым промежутком. Конструкция будет оснащена двумя системами ввода газов для проведения синтеза в потоке инертного газа и в замкнутой системе. Так же будут установлены съемные ловушки различной конфигурации для отбора и дальнейшего анализа полученных веществ.

## ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МИКРОВОЛНОВОГО РАЗЛОЖЕНИЯ СИЛИКАТОВ И СУЛЬФИДОВ ПРИ Re-Os ИЗОТОПНОМ АНАЛИЗЕ

Крымский Р.Ш., Салтыкова А.К., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А.  
ФГБУ «ВСЕГЕИ», ЦИИ (*robert\_krymsky@yahoo.com*)

Высокая летучесть осмия долгое время была основным препятствием для широкого внедрения в геохимическую практику рений-осмиевого метода датирования и осмиевой изотопной систематики, так как еще на стадии разложения и вскрытия образца происходили значительные потери осмия. Существенное изменение внесла разработка высокотемпературного кислотного разложения образца в трубке Кариуса (Shirey, Walker, 1995), которое применяют и сегодня в большинстве лабораторий при проведении Re-Os изотопного анализа. Но, на практике реализация этого метода требует особых навыков по работе с кварцевым стеклом и часто сопряжена с потерями образца, как при вскрытии и запаивании ампул, так и при неконтролируемом выделении газовой фазы в процессе разложения. В качестве альтернативы этому методу в ряде лабораторий применяют разложение в кварцевых сосудах в печи высокого давления НРА-S (Meisel et al., 2001), что позволяет компенсировать избыточное давление в сосуде разложения и контролировать он-лайн весь процесс. В ЦИИ ВСЕГЕИ мы разработали методику вскрытия образцов с использованием микроволнового высокотемпературного нагрева и системы высокого давления UltraClave (рис. 1).



Рис.1. Внешний вид системы UltraClave Milestone.

Основным преимуществом этой системы является сокращение до 2 часов времени пробоподготовки, безопасность и высокая степень автоматизации процесса при проведении Re-Os анализа. В качестве сосудов для разложения используются кварцевые 18 мл ампулы с тефлоновыми крышками. В зависимости от состава и навески пробы применяют различные объемы кислот, которые добавляют в охлажденном до  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  состоянии. Силикатные породы (1-2 г) разлагаются в смеси концентрированных кислот 3 мл HCl и 7 мл HNO<sub>3</sub>; 100-200 мг

зерен сульфидов – в 2 мл HCl и 5 мл HNO<sub>3</sub>; 0.05-10 мг зерен молибденита - в 1 мл HCl и 2 мл HNO<sub>3</sub>. Обычный цикл разложения включает загрузку до 15 проб в штатив на 40 пробирок, для выравнивания нагрева пробирок во внешний большой 2л тефлоновый сосуд заливается 350 мл воды, 30 мл 30 % H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и 2 мл H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

Процесс нагрева проб - ступенчатый: 1) напуск азота до давления 60 бар; 2) 20 мин нагрев до  $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 3) 30 мин нагрев до  $250\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 4) 59 мин выдержка при  $250\text{ }^{\circ}\text{C}$  (130 бар), с последующим охлаждением в течении 1.5 часов до  $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ , сопровождаемым постепенным выравниванием давления до атмосферного. Последующая препаративная процедура аналогична описанной в литературе (Meisel et al., 2003). Работоспособность предлагаемой методики проверена на референсных пробах молибденита и перидотита, а суммарная погрешность анализа не превышает величины, полученной при использовании Кариус или НРА-S метода разложения.

# ВОЛЬФРАМОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АРХЕЙСКИХ ГРАНИТАХ МУРМАНСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ШЕЕЛИТЕ

Кудряшов Н.М., Мокрушина О.Д., Каменский И.Л.  
ГИ КНЦ РАН ([nik@geoksc.apatity.ru](mailto:nik@geoksc.apatity.ru))

Рудопроявления вольфрама обнаружены в северо-восточной части Кольского полуострова на границе Мурманского и Кейвского блоков. Вкрапленная шеелитовая минерализация, вероятно, связана с метасоматическими процессами и приурочена к участкам грейзенизации в аплитовых гранитах и амфибол-биотитовых гнейсах. Зёрна шеелита бесцветные, имеют таблитчатую форму, края неровные, часто наблюдаются двойники прорастания.

Изученные в зёрнах шеелита флюидные включения представляют собой первичные двухфазные включения, состоящие из слабосоленого водного раствора и газового пузырька. Включения имеют овальную и амёбовидную форму размером от 10 до 15 мкм. Газовый пузырек обычно занимает около 30 % объема вакуоли включения (рис. 1) Термометрические исследования проводились на измерительном комплексе, состоящем из термокамеры THMSG-600 с измеримым диапазоном температур от -196 до +600 °С, микроскопа, видеокамеры и управляющего компьютера. Микротермометрические исследования показали, что газопо-жидкие включения в шеелите имеют температуру плавления льда ( $T_{пл. \text{льда}}$ ) от -3 до -5 °С, что соответствует солёности 4.96 – 7.86 мас. % NaCl-экв и гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 200 °С.

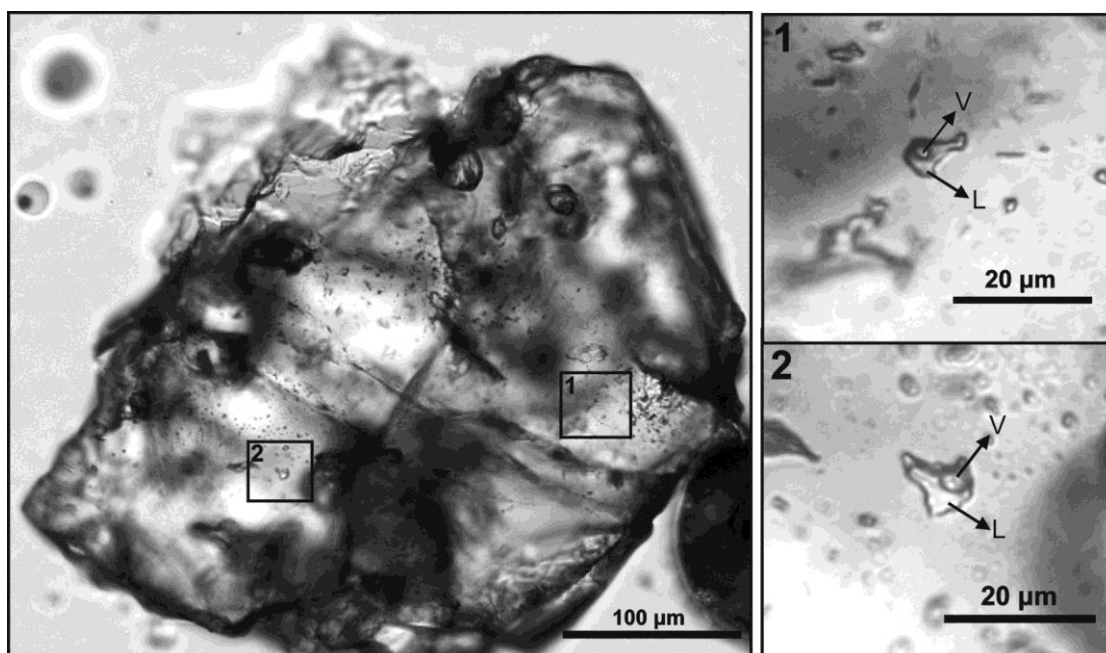


Рис. 1. Флюидные включения в зёрне шеелита: L - слабосоленый водный раствор; V – газовый пузырёк.

Изотопный состав гелия был изучен в кристаллах шеелита. Изотопные анализы были выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом дробления кристаллов для извлечения He из флюидных включений. Содержание  $^4\text{He}$  в шеелите составило  $35 \times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ , отношение  $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 5.0 \times 10^{-8}$ . Полученные результаты указывают на достаточно высокие содержания гелия, превышающие среднекоровые. Отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  для континентальной коры составляет  $\sim 2 \times 10^{-8}$ . Вероятно, обогащение включений шеелита гелием происходило в результате его миграции из флюидонасыщенного расплава.

*Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.*

# ИЗМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ДЕРЕВЬЕВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО МЕСТА ИХ ПРОИЗРАСТАНИЯ МЕТОДОМ ИЗОТОПНОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ

Кузнецова О.В.<sup>1</sup>, Аксенова Ю. Б.<sup>2</sup>, Лапко И. В.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, (olga-kuznetsova@mail.ru); <sup>2</sup>ФГУП НЦ «Сигнал»,

Анализ изотопного состава углерода в растительных тканях деревьев находит разнообразное практическое и фундаментальное применение в биологии, экологии и геологии. Данный метод позволяет изучать физиологические процессы, протекающие в растениях, произрастающих в различных климатических зонах, для изучения современных экологических условий, а также палеоклиматических реконструкций, поскольку изотопный состав легких элементов древесины менее подвержен влиянию не климатических факторов.

Целью работы было исследовать изменения изотопного состава углерода в древесине различного географического места произрастания методом изотопной масс-спектрометрии лёгких элементов.

В качестве объектов исследования использовали 130 образцов древесины разных сортов, отобранных в различных регионах России. Измерение изотопных характеристик проводили, используя элементный анализатор EA-1112, соединенный с масс-спектрометром DELTA XP.

В результате проведенных исследований установлено, что валовый изотопный состав как лиственных, так и хвойных деревьев имеет близкие значения, но сильно изменяется в зависимости от региона, где произрастало растение (таблица 1). Кроме того, отмечается тенденция: чем восточнее располагается регион произрастания деревьев, тем более отрицательные значения имеет  $\delta^{13}\text{C}$ .

Таблица 1. Изменения изотопного состава древесины в зависимости от региона произрастания, ‰

Деревья	Смоленск	Москва	Самара	Оренбург	Омск	Иркутск	Хабаровск
лиственные							
береза	-24.93	-25.34	-25.57	-27.78	-28.31	-28.39	-28.88
дуб	-23.61	-24.63	-25.51	-26.52	-26.82	-27.42	-29.98
липа	-23.50	-24.33	-25.26	-26.16	-25.55	-27.21	-28.77
осина	-23.68	-24.46	-24.82	-25.81	-26.56	-28.57	-29.11
ясень	-23.77	-24.51	-24.99	-25.82	-26.56	-27.41	-28.77
вяз	-23.67	-24.42	-25.28	-26.44	-27.53	-28.30	-29.19
хвойные							
ель	-23.71	-24.60	-25.41	-25.98	-26.56	-27.79	-28.78
лиственница	-24.12	-25.19	-25.74	-26.41	-27.47	-28.23	-30.51
можжевельник	-23.86	-24.11	-24.46	-25.94	-27.00	-27.59	-29.71
сосна	-23.94	-24.23	-24.84	-25.70	-26.89	-28.13	-29.74

Примечание: Стандартное отклонение значений изотопного состава углерода находилось в диапазоне 0.18-0.32 ‰

## ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ГУДЧИХИНСКОЙ СВИТЫ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПО Pb-Sr ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Кузьмин М.И., Дриль С.И., Медведев А.Я., Ставицкая М.В.  
*ИГХ СО РАН (dril@igc.irk.ru)*

Основные породы повышенной магнезиальности традиционно привлекали внимание геологов в связи с тем, что их исследование позволяло приблизиться к решению вопросов о природе и характеристиках первичных источников вещества расплавов. Одним из примеров широкого развития базальтоидов повышенной магнезиальности на Сибирской трапповой провинции, являются пикритовые базальты гудчихинской свиты. Согласно корреляции лавовых свит для туфолавоваы толщи различных частей Тунгусской синеклизы, предложенной в (Альмухамедов, Медведев, Кирда. 1999), отложения свиты приурочены к нижней части разреза и характеризуют ранний рифтогенный этап развития синеклизы. Породы представлены порфиоровыми и, реже, гломеропорфиоровыми и пойкилоофитовыми вулканитами. Большая часть вулканитов представлена пикритовыми базальтами (верх свиты). Нижняя часть разреза представлена толеитовыми и субщелочными базальтами.

Ранее было показано, что формирование Сибирской трапповой провинции (СТП) и Западно-Сибирской рифтовой системы (ЗСРС) на рубеже перми и триаса произошло в результате деятельности Исландского плюма, расположенного на западной границе ПраАфриканского горячего поля мантии. Кроме того, в результате анализа оригинальных и накопленных литературных данных по изотопному составу Sr и Pb в пермо-триасовых продуктах магматической деятельности СТП была выявлена существенная гетерогенность системы источников вещества внутриплитовых базальтоидов. Изотопные составы свинца вулканитов группируются вдоль линии NHRL. При этом точки составов пород СТП в значительной степени перекрываются с полями составов атлантических, тихоокеанских и индийских MORB, указывая на связь с истощенным мантийным источником и, отчасти, с умеренно истощенным источником PREMA. Точки изотопного состава свинца пикритовых базальтов гудчихинской свиты занимают промежуточное положение между обоими региональными трендами и близки к области источника PREMA. Одновременно с этим часть составов пикритовых базальтов смещены от источника PREMA к верхнекоровому источнику, что свидетельствует о процессах контаминации высокомагнезиальных базальтовых расплавов коровым веществом. Полученные данные могут свидетельствовать о том, что изотопный состав свинца и стронция пикритовых базальтов гудчихинской свиты был близок к таковому в умеренно истощенном мантийном источнике PREMA. Расплавы пикритовых базальтов в разной степени были контаминированы коровым веществом.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ 17-05-00928.*

## РУДЫ МАРГАНЦА ПОРОЖИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, ГЕНЕЗИС

Кулешов В.Н.<sup>1</sup>, Свиридов Л.И.<sup>2</sup>, Петров О.П.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН (*vnkuleshov@mail.ru*); <sup>2</sup>Сибирский федеральный университет

Порожинская группа месторождений марганца расположена в Вороговском прогибе (Енисейский кряж, Красноярский край) и приурочена к подъемской свите чапской серии неопротерозоя. Свита разделена на две подсвиты: нижнеподъемскую, представленную в основном доломитами, и верхнеподъемскую, которая сложена туфогенно-кремнисто-терригенными отложениями и карбонатно-марганцеворудными образованиями. Месторождения марганца связаны с мезозойско-раннекайнозойскими корами выветривания (карстовые депрессии) по отложениям верхнеподъемской подсвиты; марганцевые руды представлены преимущественно оксидами марганца.

Нами изучен изотопный состав углерода и кислорода карбонатных руд марганца и вмещающих доломитов как из карстовых депрессий, так и из глубоко залегающих горизонтов (кern буровых скважин) из разных участков Порожинского месторождения (Северный, Порожинский, Моховой, Кожевенский). Вариации величин  $\delta^{13}\text{C}$  (‰, PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (‰, SMOW) варьируют в широких пределах: -17.0...2.0 и 8.8...30.1 для карбонатов марганца, -2.3...2.0 и 22.3...31.3 - для вмещающих доломитов, соответственно. Эти данные свидетельствуют о разных источниках и условиях образования изученных карбонатов; т.е. углекислотно-водные изотопные системы карбонатного, в том числе и марганцеворудного, образования существенно менялись на протяжении длительного геологического времени.

Вмещающие доломиты, как и следовало ожидать, характеризуются наиболее тяжелым изотопным составом углерода и кислорода. В то же время величины  $\delta^{18}\text{O}$  этих пород варьируют в широких пределах и характерны как для современных морских карбонатов, так и значительно легче. Вероятно, это обусловлено существованием в конце неопротерозоя в пределах Вороговского прогиба бассейнов седиментации двух типов, отличающихся по изотопному составу кислорода.

Важной особенностью доломитов подъемской свиты является их повышенная марганценосность. По-видимому, это было обусловлено повышенным содержанием марганца в водах и взвеси морского палеобассейна, и не было связано с процессами концентрации марганца в карбонатах при участии углерода окисленного органического вещества. Такой вывод следует из высоких величин  $\delta^{13}\text{C}$ , характерных для вмещающих доломитов.

Источником марганца, поступающего в бассейн седиментации, кроме материкового сноса, могли быть разгружающиеся гидротермальные растворы. Подтверждением этого предположения служит наличие аномалий (повышенных концентраций) европия, что характерно для современных океанических гидротермальных растворов.

Следует отметить, что карбонаты марганца Порожинского месторождения характеризуются наиболее низкими величинами  $\delta^{18}\text{O}$  (18.8...22.1 ‰), которые существенно ниже вмещающих доломитов. Можно предполагать, что низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  обусловлены участием в процессах образования карбонатных марганцевых минералов изотопно-легких вод метеорного происхождения не только в карстовых депрессиях, но и проникающих по пластам на глубину в породы нижнеподъемской подсвиты.

*Исследования выполнены в соответствии с планом НИР ГИН РАН (при финансовой поддержке Программ Президиума РАН №№ 1.48 и 8).*



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Nd-Sr и REE) ОСОБЕННОСТИ ПОРОД НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В., Баянова Т.Б.,  
Нерович Л.И.

ГИ КНЦ РАН ([kunakkuzin@geoksc.apatity.ru](mailto:kunakkuzin@geoksc.apatity.ru))

Массив Мончетундра располагается в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и относится к палеопротерозойским массивам Восточно-Скандинавской базитовой обширной провинции (Митрофанов и др., 2013). Общий разрез массива можно разделить на две части (Расслоенные интрузии... Ч.1., 2004; Шарков и др., 2006; Нерович и др., 2009): нижнюю – преимущественно норит-ортопироксенитовую, и верхнюю – базитовую. Особый интерес нижняя зона массива вызывает наличием благородной ЭПГ минерализации, приуроченной преимущественно к ортопироксенитам, плагиортопироксенитам и норитам. В юго-восточной части массива геологоразведочными работами было оконтурено два месторождения – Западный Ниттис и Лойпишнюн. Месторождения относятся к малосульфидному базально-структурному типу (Чашин и др., 2018). Для изучения строения и особенностей пород нижней части массива был исследован керн скважины МТ-70, располагающейся на юго-восточном склоне массива Мончетундра и проходящей через рудную зону 1 месторождения Лойпишнюн (Чашин и др., 2018) (из материалов ЗАО «Терская горная компания»). Измерения концентраций РЗЭ проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом LA-ICP-MS; концентрации изотопов Nd и Sr были определены в ЦКП ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на твёрдофазном мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ); определение концентраций ЭПГ проводилось в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) методом LA-ICP-MS.

Полученные новые геохимические и изотопно-геохимические данные могут свидетельствовать о происхождении пород расслоенной серии месторождения Лойпишнюн из источника, обогащенного ЛРЗЭ, но в целом имеющего концентрации РЗЭ ниже чем, например, в E-MORB источнике. Отрицательные значения величины  $\epsilon_{Nd}$  и низкие значения  $ISr$  могут свидетельствовать о незначительном вкладе корового материала.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов 18-35-00152 мол\_а, 18-05-70082, темы НИР №0226-2019-0053 и Программы РАН №48*

## ГЕНЕЗИС CH<sub>4</sub> И N<sub>2</sub> В ГАЗАХ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Лаврушин В.Ю.<sup>1</sup>, Айдаркожина А.<sup>1</sup>, Прасолов Э.М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН (*v\_lavrushin@ginras.ru*); <sup>2</sup>ЦИИ ВСЕГЕИ (*Edward\_Prasolov@vsegei.ru*)

Считается, что углекислые воды Большого Кавказа генетически связаны с магматическими проявлениями плиоцен-четвертичного возраста. К последним, в частности, относятся вулкан Эльбрус и лакколиты района Кавказских Минеральных Вод (далее КМВ). Эта генетическая связь подчёркивается примесью мантийного гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He} = 40 \dots 800 (\times 10^{-8})$ ) в газах углекислых вод. Однако это вовсе не означает, что и все остальные компоненты газовой фазы (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>) также имеют мантийное происхождение. В этой связи наибольший интерес вызывают высокие концентрации CH<sub>4</sub> (до 12.7 %) в газах источников, располагающихся вблизи вулкана Эльбрус, а также генезис N<sub>2</sub> в составе углекислых газов Северного Кавказа.

Для уточнения генезиса метана и других компонентов газов минеральных вод в 2016 г. было проведено опробование естественных источников и скважин Приэльбрусья и КМВ. Кроме того, одной из задач этого опробования было исследование изотопного состава азота, который ранее в этом регионе не был охарактеризован. Помимо этого, также выполнялись определения  $\delta^{13}\text{C}$  в CO<sub>2</sub>.

Эти определения показали, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  в CO<sub>2</sub> источников, располагающихся вблизи вулкана Эльбрус, меняются в диапазоне от -8.3 до -3.0 ‰. Это соответствует представлениям об изотопном составе углерода мантийной CO<sub>2</sub>. К северу от Эльбруса – в районе КМВ диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  в CO<sub>2</sub> расширяется до -16.7 ... -2.3 ‰.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в CH<sub>4</sub> меняется от -61.7 до -17.2 ‰. Самые высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (-32.0... -17.2 ‰) встречаются в газах Приэльбрусья, самые низкие (-61.7...-59.6 ‰) - характерны для газов из скважин КМВ, вскрывающих верхнемеловой комплекс в районе г. Эссентуки (воды Эссентуки 4 и 17).

Значения  $\delta^{15}\text{N}$  в N<sub>2</sub> меняются в диапазоне от -3.9 до +5.6 ‰. Значения  $\delta^{15}\text{N}$  около 0 (0±1.3 ‰) – типичны для газов естественных минеральных источников Приэльбрусья. Вероятно, около нулевые значения  $\delta^{15}\text{N}$  здесь связаны с сильной контаминацией газов атмосферным азотом, поступающим вместе с инфильтрационными водами.

Положительными значениями  $\delta^{15}\text{N}$  в основном характеризуются скважинные газы КМВ и Тырнауза.

Таким образом, проведённое исследование показало, что во многих пробах газа присутствует азот неатмогенного происхождения. Этот азот характеризуется положительными значениями  $\delta^{15}\text{N}$  (до +5.6 ‰) и, очевидно, генетически связан с продуктами преобразования органического вещества осадочного происхождения, протекающего в зоне активного водообмена (инфильтрации). Это подчёркивается положительными функциональными связями значений  $\delta^{15}\text{N}$  с концентрациями N<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>, а также обратной - с  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ . Мантийный азот ( $\delta^{15}\text{N} = -5 \pm 2$  ‰) из-за сильной контаминации газов естественных источников нигде однозначно не идентифицируется.

Было также показано, что в Приэльбрусье богатым метаном газам с высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  почти всегда сопутствует азот с положительными (коровыми) значениями  $\delta^{15}\text{N}$  (до +4.5 ‰). Это указывает на генетическую связь изотопно-тяжёлого метана с продуктами разложения органического вещества. Роль магматической активности в данном случае сводится к формированию термической аномалии, в зоне влияния которой и происходит разложение органического вещества.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ – проект № 18-17-00245.*

## ПРИМЕНЕНИЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ И ДИСКРИМИНАНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ КЛАССИФИКАЦИИ РАСТИТЕЛЬНОЙ КУЛЬТУРЫ *CINNAMOMUM* ПО ПРОИСХОЖДЕНИЮ

Лапко И.В.<sup>1</sup>, Аксенова Ю.Б.<sup>1</sup>, Кузнецова О.В.<sup>2</sup>, Василевский С.В.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ФГУП НЦ «Сигнал» (*i\_lapko@mail.ru*); <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН

Коричник (*Cinnamomum*) относится к пряно-ароматическим растениям, которые активно используются в медицине в составе лекарственных средств на основе растительного сырья, а также в ароматерапии при изготовлении эликсиров, бальзамов и эфирных масел. Интерес к растениям вида *Cinnamomum* вызван широким спектром проявляемых свойств, обусловленных действием таких активных компонентов как коричный альдегид, эвгенол, борнеол, коричная кислота, циннамилацетат и кумарин (Войцеховская, Челомбитько, 2015).

Существует несколько видов коричника. Наиболее распространенными являются *Cinnamomum zeylanicum*, *Cinnamomum Cassia*, *Cinnamomum loureiro*, *Cinnamomum burmannii*.

В зависимости от происхождения каждый вид коричника характеризуется определенным компонентным составом (Аксенова, Лапко, Кузнецова, 2018), что может служить его систематическим признаком и обеспечивать различные терапевтические эффекты. Поэтому для успешного использования коричника в медицинских целях необходимо обладать информацией о его происхождении.

Одним из современных и перспективных подходов, применяемых для решения данной задачи, является сочетание масс-спектрометрии изотопных отношений с методами классификационного анализа (Аксёнова и др., 2018; Лапко и др., 2018).

Данная работа посвящена определению изотопного состава углерода, азота и кислорода коричника методом масс-спектрометрии изотопных отношений с целью построения дискриминантной модели, позволяющей классифицировать растительную культуру *Cinnamomum* по происхождению.

Измерения изотопного состава исследуемых образцов проводили на изотопном масс-спектрометре Delta V Advantage, соединённом посредством интерфейсного блока ConFlo IV с элементным анализатором Flash 2000 для определения углерода и азота, и с пиролизатором TC/EA FINNIGAN для определения кислорода.

Полученные значения изотопного состава исследуемых образцов использовали для построения дискриминантной модели. Функции классификации дискриминантной модели, для каждой группы, имели следующий вид:

«Цейлонский коричник»:  $-2263.68 - 126.18 \cdot \delta^{13}\text{C} + 2.23 \cdot \delta^{15}\text{N} + 33.42 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ;

«Китайский коричник»:  $-1978.64 - 104.82 \cdot \delta^{13}\text{C} - 7.49 \cdot \delta^{15}\text{N} + 48.25 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ;

«Вьетнамский коричник»:  $-2150.03 - 112.69 \cdot \delta^{13}\text{C} - 14.01 \cdot \delta^{15}\text{N} + 45.44 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ;

«Индонезийский коричник»:  $-2182.14 - 118.27 \cdot \delta^{13}\text{C} - 10.14 \cdot \delta^{15}\text{N} + 40.47 \cdot \delta^{18}\text{O}$ .

Принадлежность к той или иной группе определяли по максимальному значению функции классификации. Правильность классификации модели составила 95 %.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПО ИЗОТОПНЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АБАЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА

Латыпова М.Р.<sup>1</sup>, Краснова Е.А.<sup>1,2</sup>, Калмыков А.Г.<sup>1</sup>, Балушкина Н.С.<sup>1</sup>, Юрченко А.Ю.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова; <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН

В настоящее время одним из актуальных вопросов в геологии является исследование нетрадиционных коллекторов и перспектива их нефтеносности. Основная причина, по которой необходимы исследования в данной отрасли – истощение запасов углеводородов (УВ) в традиционных коллекторах. Объектом исследования в рамках данной работы являются карбонатные породы глинисто-глауконитовой абалакской свиты (J2-3) на территории Каменной вершины Красноленинского свода. В некоторых случаях при интенсивных вторичных преобразованиях карбонатные породы абалакской свиты могут являться коллекторами нефти. Гидротермальная проработка может быть причиной формирования вторичной трещинной пористости в карбонатных породах (Заграновская и др. 2017). Во многих случаях, карбонатные породы абалакской свиты представлены брекчированными обломками (Балушкина и др. 2016). По результатам работы (Юдович, Кетрис, 2011) генезис таких карбонатов является следствием «разгрузки углеводородных флюидов на морском дне древних бассейнов». Трещины в карбонатах, которые были образованы в результате диа- и катагенетических процессов, являются ослабленными зонами, по которым часто происходит миграция флюида. В процессе прогрева толщи по трещинам происходит частичное заполнение их гидротермальным высокотемпературным кальцитом. Анализ состава стабильных изотопов позволит вычислить температуру вторичного преобразования пород и выделить наиболее интенсивно-проработанные толщи. Таким образом, целью данной работы является изучение стабильных изотопов кислорода и углерода для поиска следов гидротермальной проработки, а также попытка определения источника высокотемпературного флюида для прогнозирования скважин с потенциальными карбонатными коллекторами нефти.

Выявленные с помощью изучения стабильных изотопов (в интервале 100-135 °С) в карбонатных породах следы гидротермальных процессов, позволяют предсказать появление нетрадиционных коллекторов в керогеново-глинисто-кремнистой баженовской свите. Результаты исследований были распространены на площадь и выделены зоны, проработанные высокотемпературными гидротермальными потоками. Гидротермально-проработанные карбонатные породы соответствуют ослабленным зонам слюдястых и глинистых сланцев, образованных в результате внедрения гранодиоритового интрузивного массива 285 млн. лет назад. В данном случае, вероятно, источником гидротермальных потоков являются разрывные нарушения и неоднородности в доюрском кристаллическом фундаменте. Например, по рассланцованной в результате внедрения интрузива породе часто мигрируют снизу-вверх глубинные гидротермы. Поэтому прогнозирование районов гидротермальной проработки в чехле должно дополняться исследованием разрывных нарушений кристаллического фундамента.

## ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГАББРО ЧУКОТСКОГО ТЕРРЕЙНА

Леднева Г.В.<sup>1</sup>, Базылев Б.А.<sup>2</sup>, Соколов С.Д.<sup>1</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН (*ledneva@ilran.ru*); <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН (*bazylev@geokhi.ru*); <sup>3</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ»

В Чукотско-Ануйской складчатой системе Чукотской складчатой области пермско-триасовые гипабиссальные интрузии (ануйский комплекс) приучены к разобщенным в пространстве антиклинориям Ануйского и Чаунского субтеррейнов Чукотского террейна (тектоническое районирование по (Соколов и др., 2010)), охватывающего территорию от р. Колымы до Берингова пролива. Гипабиссальные породы повсеместно слагают пластовые тела (мощностью от первых метров до 300-400 м и протяженностью до 12-15 км), реже дайки, штоки и массивы (площадью до 30 км<sup>2</sup>) на границе каменноугольных и пермско-триасовых отложений и в толщах нижнего триаса, вместе с которыми эти тела деформированы и метаморфизованы. Гипабиссальные интрузии сложены петрографически однотипными роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми габбро и диоритами, как правило, содержащими кварц и микрографические сростания кварца, альбита и полевых шпатов.

В работе приводятся новые данные о геохимическом и изотопном составех неодима и стронция пермско-триасовых гипабиссальных габброидов Кепервеемского антиклинория Ануйского субтеррейна и Куульского антиклинория Чаунского субтеррейна. Охарактеризованные изотопными данными образцы по валовому составу отвечают умеренно-Ti низко-K и умеренно-K габбро нормальной щелочности, демонстрирующим типичное для внутриплитных магм обогащение пород более некогерентным элементам относительно менее некогерентных. Основные отличия геохимии габбро этих антиклинориев заключаются в разном уровне содержания некогерентных элементов в породах одинаковой магнезиальности и поведении Nb, а именно в наличии отрицательной аномалии Nb в габбро Куульского антиклинория и её отсутствии в габбро Кепервеемского антиклинория.

Изученные габбро Кепервеемского поднятия имеют величины  $\epsilon\text{Nd}(t) +5.3 \div +5.8$  и первичного отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ); изотопов стронция  $0.703643 \div 0.705909$  при широком интервале магнезиальности ( $\text{Mg}\#\text{порода} = 100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Feобщ.})$ ) от 55.4 до 9.1. Модельный возраст  $T(\text{DM2})$  составляет 550-600 млн лет. Габбро Куульского антиклинория имеют величины  $\epsilon\text{Nd}(t) +1.7 \div +1.8$  и первичного отношения изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ );  $0.706541 \div 0.707856$  при магнезиальности 32.4; модельный возраст  $T(\text{DM2})$  оценен в 870-880 млн лет. При близкой магнезиальности ( $\text{Mg}\#\text{порода} = 36.6$  и 32.4, соответственно) габбро Кепервеемского и Куульского антиклинориев обнаруживают существенные различия величин  $\epsilon\text{Nd}(t)$  и модельных возрастов. Габбро других антиклинориев Чаунского субтеррейна, расположенных восточнее рассматриваемой территории, показывают вариации  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в диапазоне от +1.2 до +2.8. При этом для одного из районов исследования была установлена прямая корреляция между величинами  $\epsilon\text{Nd}(t)$  и магнезиальностью пород, свидетельствующая о вероятной контаминации расплавов в процессе их кристаллизации. Данные по геохимии пород и результаты моделирования по редким и рассеянным элементам свидетельствуют о возможной контаминации расплавов материалом нижней коры. Контаминацию нижнекоровым материалом расплава или его источника можно предполагать и для габбро Куульского террейна на основе ковариаций изотопных отношений неодима и свинца, указывающих на вклад компонента ЕМ1. Однако для данного района трудно определить, связано ли обогащение расплава с его контаминацией в процессе его кристаллизации или с контаминацией источника - в результате рециклинга субдуцированных пелагических осадков или нижней континентальной коры и перидотитов мантийного клина, или в результате деляминации субконтинентальной литосферной мантии.

Таким образом, геохимически однотипные габбро из разных субтеррейнов Чукотского террейна обнаруживают различия изотопного состава неодима, причины которого требуют проведения дополнительных исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70061).*

# ПОДВИЖНОСТЬ ИЗОТОПОВ УРАНА И СВИНЦА В МАТРИЦЕ ЦИРКОНА НА ЛОКАЛЬНОМ УРОВНЕ ПРИ ЛАБОРАТОРНОМ ОТЖИГЕ И СЕЛЕКТИВНОМ КИСЛОТНОМ РАСТВОРЕНИИ - ПРИЛОЖЕНИЕ МЕТОДА CA-SIMS

Львов П.А.<sup>1,2</sup>, Мыскова Т.А.<sup>2</sup>, Бережная Н.Г.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», ЦИИ (*pavel\_lvov@vsegei.ru*); <sup>2</sup>ИГГД РАН

Для уточнения влияния процедуры химической абразии и высокотемпературного отжига циркона (Mattinson, 2005) на результаты U-Pb датирования мы изучили циркон из двух проб Центральной и Западной Карелии Балтийского щита (2029 - метадациты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры и 4133 - кварцевые сиениты), U-Pb система которых изначально свидетельствовала о наличии нарушений (прямая и обратная дискордантность на диаграммах, рис.1). Исходная навеска циркона каждой пробы последовательно подвергалась термической обработке (отжиг в муфельной печи, 60 часов при 900 °С) и кислотному растворению (29NHF+8NHNO<sub>3</sub>). После каждого этапа отбирались 10-20 зерен циркона, монтировался микропрепарат и производился локальный U-Pb анализ на вторично-ионном масс спектрометре (SHRIMP II).

Результаты измерений свидетельствуют, что усиление физико-химического воздействия на циркон приводит к последовательному сужению первичного диапазона значений возраста как по отношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, так и по <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, а также к значительному уменьшению содержания <sup>204</sup>Pb. При этом наиболее эффективной оказалась процедура кислотного растворения. Зёрна циркона, прошедшие эту процедуру, имеют минимальную степень дискордантности и, соответственно, наиболее сохранную уран-свинцовую систему. На рис. 1 показана зависимость содержания урана в зёрнах циркона и U-Pb изотопных отношений на каждой стадии исследования.

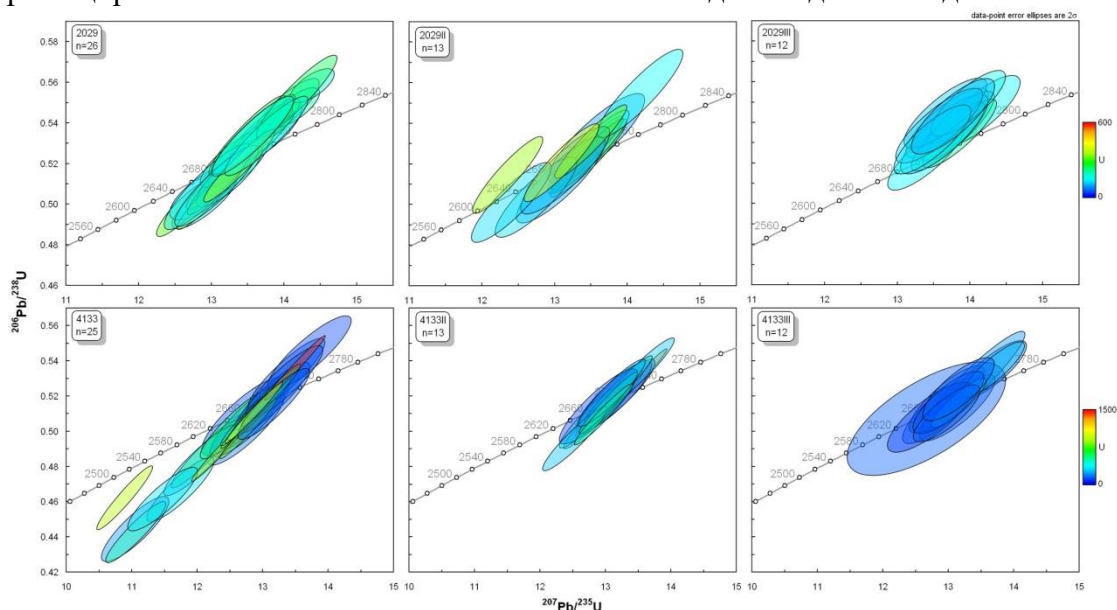


Рис.1 Диаграммы с конкордией, отражающие изменение содержания урана (мкг/г) в зёрнах циркона из проб 2029 и 4133, при соответствующем воздействии: левая диаграмма – циркон исходный, II – циркон, после отжига, III – циркон, после отжига и кислотного растворения

Как видно из рис. 1, наиболее устойчивыми к температурному и кислотному воздействию оказались зёрна с наименьшим содержанием урана. Это согласуется с преобладанием в эксперименте процесса физико-химического разрушения зёрен циркона с нарушенной кристаллической решёткой, вопреки исходному предположению о перекристаллизации нарушенных зон при отжиге циркона.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В РИФЕЙСКИХ ЧЁРНЫХ СЛАНЦАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Майорова Т.П.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (*mayorova@geo.komisc.ru*); <sup>2</sup>СГУ им. Питирима  
Сорокина

На Среднем Тимане в разрезе верхнепроторозойских отложений присутствуют толщи черных сланцев, золотоносность которых изучалась с 30-х годов прошлого века. Здесь известны многочисленные шлиховые ореолы россыпного золота и мелкие россыпи. В черных сланцах верхнего докембрия установлено широкое развитие сульфидной минерализации прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов, пирит-пирротинового или пиритового состава, часто с сопутствующей полиметаллической ассоциацией (халькопирит, сфалерит, галенит). Зоны сульфидизации приурочены, главным образом, к области развития черных сланцев паунской свиты верхнего рифея и кыквожской свиты нижнего венда.

Нами исследованы соотношения изотопов серы в пирите, пирротине (мон.), халькопирите рудопроявления пирит-пирротинового типа на Цилемском Камне (скв. К-1), в пирите из углеродисто-терригенных сланцев в районе Светлинского бокситового месторождения и зон пиритизации Кыквожского района.

Установлено, что изотопный состав серы сульфидов минерализованных зон лежит в узком интервале значений  $\delta^{34}\text{S}$  от +10.6 до +17.8 ‰, т.е. отличается преобладанием тяжелого изотопа. На рудопроявлении скв. К-1 изотопный состав серы пирита варьирует от 11.3 до 12.7 ‰, пирротин характеризуется стабильным составом серы 10.6-10.8 ‰,  $\delta^{34}\text{S}$  халькопирита равно 11.2 ‰. Изотопный состав серы пиритов этого рудопроявления и зоны вкрапленной пиритизации, расположенной на значительном расстоянии в районе Светлинского бокситового месторождения (12.5 ‰) не отличается. Изотопный состав серы пирита минерализованных зон в сланцах кыквожской свиты нижнего венда варьирует от 14.2 до 17.8 ‰, однако 75 % значений приходится на интервал 17.2-17.8 ‰. Таким образом, с омоложением возраста вмещающих пород (от позднего рифея к раннему венду) наблюдается тенденция утяжеления изотопного состава серы пирита.

Сульфидная минерализация в углеродистых сланцах паунской и кыквожской свит Среднего Тимана изотопически близка к сульфидам из рифейских сланцев Южного Урала и к пириту поздней стадии золото-сульфидного месторождения Сухой Лог, локализованного в древних черносланцевых отложениях. Полученные значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов (10.6–17.8 ‰) характерны для серы водно-морских и осадочных сульфатов, что позволяет предположить участие в рудообразовании серы, заимствованной из вмещающих рифейских метаморфизованных пород, для всех проанализированных типов сульфидной минерализации и исключает присутствие серы магматического происхождения.

Температуры образования пирит-пирротиновых руд в дислоцированных углеродистых сланцах паунской свиты, рассчитанные по сероизотопным термометрам, составляют интервал 173–381 °С, который вполне согласуется с температурами метаморфизма вмещающих пород, соответствующих серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (100–350 °С) и точкой потери магнитности моноклинным пирротинном (348 °С).

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, проект № 18-45-110009 р\_а.*

## **О ВЛИЯНИИ СЕЙСМОГЕННОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ В КАРБОНАТАХ НА ПРОЦЕССЫ ВЫДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДА И ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ЕГО ИЗОТОПОВ**

Морозов Ю.А.<sup>1</sup>, Севастьянов В.С.<sup>2</sup>, Юрченко А.Ю.<sup>3</sup>, Кузнецова О.В.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>ИФЗ РАН (*morozov@ifz.ru*); <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН (*vsev@geokhi.ru*); <sup>3</sup>Центр по добыче  
углеводородов, Сколтех (*A.yurchenko@skoltech.ru*)

В рамках проблемы выявления особенностей структурно-вещественных преобразований пород в зонах сейсмогенных разломов, происходящих при повышенных параметрах давления, фрикционного разогрева, нормальных и касательных напряжений были изучены карбонатные и метатерригенные разности девонского комплекса хребта Султан-Уиздаг (СЗ Узбекистан), претерпевшего во время герцинского тектогенеза интенсивные складчато-разрывные деформации и зональный метаморфизм до эпидот-амфиболитовой фации. Было выявлено, что исходно осадочные породы с реликтами фауны (мраморизованные известняки и мраморы) и псаммитовых структур (метапесчаники) подверглись наложенной углеродизации в зонах локализованных деформаций. По результатам аналитических работ дана обобщенная интерпретация генезиса углеродного вещества за счет термомеханического разложения карбонатов в условиях воздействия на них подвижек сейсмогенной природы и последующего его перемещения и локализации в разломных и приразломных зонах. В качестве стимулирующих условий выделения свободного углерода рассмотрены варианты влияния синхронного железо-магнезиального метасоматоза, широко развитого в окружающих породах, а также влияния восстановленной атмосферы в присутствии водорода. С учетом опубликованных результатов экспериментальных работ по воспроизведению процессов углеродизации в условиях высокоскоростных сдвиговых деформаций карбонатов в водородной среде (Ohashi et al., 2014) рассмотрен возможный вариант образования водорода на поверхностях дислокаций кварца в присутствии водного флюида в сопряженных с карбонатами метатерригенных породах. Кроме того, выявлена картина предельно неоднородного распределения в объеме карбонатных и терригенных пород изотопных составов углерода, с обогащением разрывных зон изотопом  $^{13}\text{C}$ , а приразломных объемов декомпрессионного повреждения субстрата изотопом  $^{12}\text{C}$ . Сделано предположение о влиянии деформационного фактора на процессы фракционирования стабильных изотопов углерода. Показана возможность изотопного обмена между свободным углеродом и углеродом карбонатов.

Принципиально важным в такой интерпретации является то, что описанные процессы могли стимулироваться сейсмогенными событиями, выступающими источниками энергии активации реализуемых при этом энергоемких реакций преобразования пород, включая выделение свободного углерода при декомпозиции карбонатов. Дополнительно рассмотрены аспекты влияния процессов минерально-фазовых и структурно-текстурных преобразований карбонатных пород в ходе их термомеханического разложения в условиях сдвига на геомеханическое поведение разлома. Это существенно для понимания механизмов зарождения и проявления в сейсмогенных разломах механической неустойчивости и причин их фрикционного ослабления и/или упрочнения в ходе подвижки.



## ОСОБЕННОСТИ И НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ МАСС-СПЕКТРОМЕТРОВ THERMO SCIENTIFIC

Муравьев М.В.  
ООО «МС-Аналитика»

План доклада:

1. Краткий обзор линейки выпускаемых приборов
2. Приборы TRITON XT, NEPTUNE XT, Element XR
3. Новые возможности:
  - 3.1. Анализатора:
    - 3.1.1. Увеличенная дисперсия – до 20%, что позволяет одновременно регистрировать ионы в диапазоне 40Ca...48Ca
    - 3.1.2. Отклоняющая система L5 Plus с тремя ВЭУ и двумя линзами RPQ для изотопного анализа единиц пикограмм U, Pb, Os ( $OsO_3^-$ )
    - 3.1.3. Новые CDD вместо ранее использовавшихся CHANNELTRON.
    - 3.1.4. Возможные конфигурации коллекторов для изотопных измерений Tl-U, U-Pu, Os ( $OsO_3^-$ )
  - 3.2. ICP интерфейса:
    - 3.2.1. Новый JET-интерфейс, огромный выигрыш в чувствительности, до 4% атомов U регистрируются в виде ионов
  - 4.1. Усилители
    - 4.1.1 Новые усилители  $10^{13}$  Ом
      - 4.1.1.1. Одновременное использование усилителей  $10^{11}$ ,  $10^{12}$  и  $10^{13}$  Ом.
  - 5.1 Разрешение
    - 5.1.1 Опция сверхвысокого разрешения, позволяющая отделять интерференцию MeH от  $Me_{+1}$
4. Сравнительное датирование цирконов с помощью связки LA - MC ICP MS и с помощью MC TIMS, оценка полученных результатов.

## **ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА НЕФТИ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССИИ**

Немченко-Ровенская А.С., Немченко Т.Н.  
ГЕОХИ РАН (tnemchenko@mail.ru)

Нефти крупнейших и уникальных месторождений России изучены по комплексу современных фундаментальных аналитических исследований, используемых в органической геохимии: изотопный состав углерода, газовая хроматография, определение биомаркеров.

Изотопный состав углерода является важнейшим генетическим показателем при определении типа исходного органического вещества.

Общий изотопный состав углерода девонских нефтей (изменяется в пределах - 28.02 ‰ – 29.03 ‰, что свидетельствует о генерации органическим веществом сапропелевого типа морского генезиса (в отличии от более “тяжелого” изотопного состава углерода нефтей, генерированных органическим веществом гумусового типа континентального генезиса).

## ИЗОТОПИЯ Nd НЕОАРХЕЙСКИХ ГРАНИТОВ БУНДЕЛКХАНДСКОГО КРАТОНА (ИНДИЯ)

Нестерова Н.С.<sup>1</sup>, Кунаккузин Е.Л.<sup>2</sup>, Сингх В.К.<sup>3</sup>, Светов С.А.<sup>1</sup>, Слабунов А.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГ КарНЦ РАН (*nest345@gmail.com*); <sup>2</sup>ГИ КНЦ РАН; <sup>3</sup>Бунделкхандский университет

Гранитоиды с одной стороны являются индикаторами геодинамических условий формирования земной коры, а с другой несут в себе информацию о протокоре, за счет которой они образовались. Анализируя изотопные Sm-Nd характеристики гранитоидов можно выделить блоки разновозрастного протолита в составе земной коры, что особенно актуально для Бунделкхандского кратона Индийского щита в связи с тем, что он на 80-90 % состоит из неоархейских (2.51-2.53 млрд лет) микроклиновых гранитов. Эти граниты интерпретируются как анатектические, образовавшиеся в результате переплавления более древней коры кратона. Палео- и неоархейские (3.6-3.2 и 2.67 млрд лет) гранитоиды тоналит-грандьемит-гранодиторитовой (ТТГ) ассоциации, неоархейские (2.54-2.52 млрд лет) санукитоиды развиты в пределах Бунделкхандского кратона крайне ограниченно, еще более редки здесь архейские расслоенные интрузии и зеленокаменные комплексы. Архейские образования секутся несколькими генерациями протерозойских даек и гигантских кварцевых жил.

В условиях резкого преобладания в пределах всего кратона неоархейских гранитов геологические методы не позволяют оценить роль и распределение в пространстве древней (палео-мезоархейской, прежде всего) коры в его структуре. Вместе с тем эта задача может быть решена при использовании Sm-Nd картирования. Для оценки роли древнего и более молодого вещества в составе коры Бунделкхандского кратона по всей площади была отобрана серия проб из микроклиновых неоархейских гранитов и несколько проб из более древних ТТГ. Всего было исследовано 27 образцов гранитоидов.

По результатам Sm-Nd картирования Бунделкхандского кратона установлено три существенно различающихся по значениям модельных Sm-Nd возрастов части. Выделяются Северно- и Южно- Бунделкхандские террейны с древними модельными возрастными (от 3029 до 4017 млн лет) и отрицательными значениями величины  $\epsilon Nd(T)$  (до -14). Эти блоки разделены сутурой (Центрально-Бунделкхандским террейном), в которой отмечаются как метки древнего мезо- и палеоархейского вещества так и более молодого неоархейского с положительными значениями величины  $\epsilon Nd(T)$  (до +4). Полученные данные хорошо согласуются с геологическими и геофизическими данными.

**ОЦЕНКА РОЛИ СЕНОМАН-ТУРОНСКИХ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ**

Обласов Н.В.<sup>1</sup>, Гончаров И.В.<sup>1</sup>, Дердуга А.В.<sup>2</sup>, Покатилов В.Н.<sup>2</sup>, Митюков А.В.<sup>2</sup>,  
Чудинова М.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>АО «ТомскНИПИнефть» (*oblasovnv@tomsknipi.ru*); <sup>2</sup>ООО «РН-Эксплорейшн»

Одной из вероятных нефтегазоматеринских пород для Западного Предкавказья и Крыма, а также для акватории Чёрного моря считаются пограничные сеноман-туронские породы. Прослои этих пород ранее были обнаружены в обнажениях южного склона Кавказа (район Новороссийского синклинория) и в разрезе оврага Аксу-Дере (юго-западный Крым). Согласно результатам Rock-Eval пиролитических исследований содержание Сорг в них достигает 10 % масс., а остаточный генерационный потенциал (S<sub>2</sub>) составляет до 50-70 мг УВ/г породы. При этом значения водородного индекса (HI), достигающие 500-700 мг УВ/г породы, говорят о высоком качестве органического вещества. Такие пиролитические характеристики позволяют отнести эти породы к нефтематеринским с превосходным генерационным потенциалом, которые могут генерировать нефть.

Однако, известно, что суммарные толщины прослоев, обогащённых органическим веществом, составляют всего лишь от 0.13 м (в отложениях северо-западного Кавказа) до 1.30 м (в отложениях Крыма). Поэтому здесь стоит понимать, что даже в случае их очень высокой термической зрелости и реализации значительной части генерационного потенциала, говорить о существенном вкладе в формирование нефтегазоносности региона не приходится. При таких показателях толщин и исходного генерационного потенциала пород плотность генерации углеводородов не будет превышать значений 200-250 кг УВ/м<sup>2</sup>. Но если толщины этих пород в каком-то из районов составляют десятки метров, то они могут генерировать нефть в количествах, которых будет достаточно для формирования промышленных залежей. В таком случае по своему вкладу в формирование нефтегазоносности эти породы могут оказаться на уровне с главной нефтематеринской породой региона – среднеэоценовой кумской свитой.

Комплекс изотопных и молекулярных характеристик органического вещества потенциальных нефтематеринских пород сеноман-туронского возраста в сопоставлении с другими нефтематеринскими породами региона и нефтями Краснодарского края позволил сделать вывод, что их участие в формировании нефтегазоносности Краснодарского края не прослеживается.

## ПРИМЕНЕНИЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРОВ IRMS КОМПАНИИ THERMO FISHER SCIENTIFIC ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Овчинников С.В., Файнберг В.С.  
*ООО «МС-АНАЛИТИКА»*

В докладе представлены новые технические возможности, появившиеся в методе IRMS (масс-спектрометрия отношений лёгких стабильных изотопов), в частности новый элементный анализатор Flash IRMS (как устройство ввода и подготовки пробы) и его возможности: экономия гелия и разделение газов в градиентном хроматографическом режиме.

Вторая часть доклада посвящена применениям в геофизических исследованиях изотопного масс-спектрометра высокого разрешения 253 Ultra от Thermo Scientific. Исследователи в области изотопии легких стабильных изотопов до последнего времени были лишены возможности использовать преимущества высокого разрешения в масс-спектрометрии. Решение множества разнообразных актуальных задач тормозилось в связи с отсутствием соответствующей технической базы. С появлением нового изотопного масс-спектрометра высокого разрешения для определения в газовой фазе 253 Ultra ситуация принципиально изменилась. Сочетание высокого масс-спектрального разрешения, ионного источника электронного удара с ускоряющим напряжением 10 кВ и высокочувствительного мультиколлектора с подвижными коллекторами, а также широкий динамический диапазон и высочайшая чувствительность позволяют выйти на качественно новый уровень в геохимических исследованиях. В частности, речь идёт об определении изотопной структуры молекул.

В докладе представлены примеры использования масс-спектрометра высокого разрешения 253 Ultra для изотопного анализа применительно к суперпозициям минорных изотопов (clumped isotopes), т.е. малораспространенным изотопам, связанным между собой в молекулах:  $^{13}\text{C}$  -  $^{13}\text{C}$  в пропане; исследование изотопной структуры метана в нефтегазовой разведке; ПРЯМОЕ измерение температуры в палеоклиматологии по карбонатам по  $^{18}\text{O}$ .

## ВЫСОКОТОЧНЫЙ ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ УРАНА МЕТОДОМ MC-ICP-MS С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМЫ ВВОДА ОБРАЗЦОВ «ARIDUS»

Очирова Г.В., Чугаев А.В., Чернышев И.В.  
*ИГЕМ РАН (gilyanius@gmail.com)*

Современный этап исследований в области геохимии изотопов базируется на применении метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой MC-ICP-MS в сочетании с использованием двойного изотопного трасера  $^{233}\text{U}$  –  $^{236}\text{U}$ . Этот метод дал возможность проводить высокоточные (с погрешностью менее 0.1 %) измерения отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ . К настоящему времени в мировой литературе опубликовано значительное количество данных анализов отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  в различных природных объектах. Авторами доклада изучались вариации величины изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  в минералах и минерализованных породах урановых месторождений различного типа, геологического положения и возраста (Голубев и др., 2013; Чернышев и др., 2014а; Чернышев и др., 2014б, Чернышев и др., 2019). Применялся вышеупомянутый вариант метода MC-ICP-MS, реализованный на масс-спектрометре NEPTUNE. Аналитические и измерительные процедуры подробно описаны в работах (Чернышев и др., 2014а).

Дальнейшее применение этого метода для изучения горных пород, в которых U является рассеянным элементом, потребовало усовершенствований для повышения чувствительности метода. Задача выделения моноэлементных препаратов микро- и субмикроколичеств U была решена путем применения методики трехстадийного хроматографического выделения U с предварительным СВЧ-разложением проб. Масс-спектрометрическая часть метода измерения отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  была усовершенствована использованием системы Aridus (Teledyne CETAC Technologies) для ввода растворов образцов в плазменную горелку масс-спектрометра. Система Aridus включает в себя микроконцентрический распылитель, который выполнен из инертных материалов. Коэффициент использования пробы повышается за счет увеличения эффективности подачи анализируемого образца в плазму и уменьшения нагрузки плазмы. Важным преимуществом системы Aridus по отношению к традиционному распылителю (Spray Chamber) является уменьшение интерференционных наложений на анализируемые массовые пики урана.

После процедур хроматографического выделения урана измерения изотопных отношений  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  проводились на масс-спектрометре NEPTUNE с использованием системы ввода образца Aridus. По результатам проведенных методических работ были определены следующие оптимальные параметры работы системы Aridus: скорость подачи аргона в систему 8 л/мин; скорость подачи азота в систему 4 мл/мин; температура распылительной камеры поддерживалась равной 110 °С, десольватора 160 °С. При измерении изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  с использованием стандартной распылительной системы масс-спектрометра NEPTUNE необходимое количество U составляло около 2 мкг, при использовании системы Aridus оно сократилось до 0.4 мкг, при этом интенсивность сигнала от изотопа  $^{238}\text{U}$  в обоих случаях была равна 40 В. Использование данной системы позволило повысить чувствительность метода в 5 раз без потери в точности измерения изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ .

Разработанная методика была применена для изучения вариаций изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  в метаосадочных породах из разреза неопротерозойских терригенно-карбонатных толщ, распространенных в пределах Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье), а также разрезов карбонатных пород р. Чая эдиакарского возраста.

## ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ ФРАКЦИЙ НЕФТЕЙ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ГЕНЕТИЧЕСКОГО РОДСТВА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Павельева Ю.Н.<sup>1</sup>, Прасолов Э.М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ООО «Газпромнефть НТЦ»; <sup>2</sup> ФГУП «ВСЕГЕИ», ЦИИ

Приоритетным направлением геохимических методов оценки перспектив нефтеносности становится сравнительное изучение нефтей, прежде всего, компонентов и признаков, наследуемых нефтью от исходного органического вещества. Такое сопоставление дает принципиальную возможность идентификации нефтематеринских толщ, зон нефтеобразования и нефтенакопления.

С целью выяснения генетического родства нефтей Западной Сибири на территории Рогожниковского и Красноленинского свода месторождений был выполнен изотопно-фракционный анализ нефтей нескольких объектов: викуловская свита (ВК<sub>1-2</sub>), абалакская свита (ЮК<sub>1</sub>), тюменская свита (ЮК<sub>2-4</sub>), пермо-триасовый комплекс (Р-Т).

Для выяснения генетических связей нефтей привлекают надежные метки, в подавляющем большинстве случаев таковыми явились данные о соотношении изотопов <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C. Их использование в качестве характеристики образцов сырой нефти, в целом не всегда было успешным. В настоящей работе проводился изотопный анализ отдельных фракций и компонентов, извлеченных из образца сырой нефти.

Изотопный анализ углерода нефтяных фракций проводился в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на масс-спектрометрическом комплексе. Изучение возможности применения распределение изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  между фракциями различной полярности в качестве собственно генетической метки нефтей позволило сделать следующие выводы.

Исследуемые образцы нефти разных месторождений характеризуются сходной картиной распределения изотопов между фракциями. Углеводороды наиболее обогащены изотопом <sup>12</sup>C, от бензольных (спирто-бензольных) смол к асфальтенам наблюдается некоторое облегчение углерода, так что изотопно-фракционные кривые – кривые распределения  $\delta^{13}\text{C}$  по мере увеличения полярности фракций от углеводородов к спиртобензольным смолам имеют серповидную форму:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{УВ}} < \delta^{13}\text{C}_{\text{АРМ}} < \delta^{13}\text{C}_{\text{СБ}} < \delta^{13}\text{C}_{\text{АСФ}}$ . Фракция спиртобензольных смол характеризуется самым тяжёлым изотопным составом углерода, в сравнении с другими менее полярными фракциями.

Изучение закономерности распределения изотопов углерода в нефтях месторождений позволили количественно оценить сходство 2 групп нефтей в пределах нескольких месторождений.

Нефти доюрского и средневерхнеюрского комплекса имеют сходный генетический тип, образованный на разных этапах нефтегенерации из гумусового с примесью сапропелевого органического вещества в окислительных условиях.

Нефти аптского комплекса диагностируются сходным генетическим типом, образованному из сапропелевого органического вещества в восстановительных условиях.

Оценка нефтегазоматеринских свойств пород пиролитическим методом (Rock – Eval) осадочного чехла позволила определить тип органического вещества и исходный нефтегазогенерационный потенциал предполагаемых нефтегазоматеринских отложений.

Особенностью подхода является применение изотопно-фракционного метода, как наиболее прогрессивного в разрешении проблем происхождения и генетического родства нефтей.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙ-ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ УСТЬ-МАЙСКАЯ 366 (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Падалко Н.Л., Голышев С.И., Шиганова О.В., Соболев П.Н., Черников Е.В.,

Праздничных М.И., Яворов П.Ф.

АО «СНИИГГуМС» (*padalko@tf-sniiggims.ru*)

Параметрическая скважина Усть-Майская 366 - первая глубокая скважина, пробуренная в центральной части территории Алдано-Майской впадины на юго-востоке Сибирской платформы для оценки перспектив нефтегазоносности её рифейского комплекса в связи с особенностями геологического развития региона. Проявления нафтидов выявлены в свитах сарданинской венда и кандыкской рифея.

Объектом изотопных исследований были 144 пробы отложений нижнего-среднего кембрия (иниканская, чайская), венда (свита), верхнего рифея (усть-кирбинская, кандыкская, игниканская, нерюенская свиты) разреза скважины. В пробе измерялся изотопный состав: углерода, кислорода карбонатной составляющей пород и углерода органической составляющей (ОВ). Изотопные анализы выполнялись на масс-спектрометре DELTA V ADVANTA, с учётом хим. подготовки погрешность  $\pm 0.5$  ‰.

Изотопный состав углерода ОВ позволяет определить тип ОВ и оценить степень его преобразованности в процессах катагенеза, что для столь древних отложений является необходимым. В изученных свитах средне-нижнекембрийских отложений, низах венда и кандыкской свите верхнего рифея зафиксировано неизменённое изотопно лёгкое ОВ ( $\delta^{13}\text{C} = -27.9 \div -34.5$  ‰) сапропелевого типа. В нижней части иниканской свиты выявлено вторичное ОВ  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-36.0$  ‰ и  $-36.4$  ‰, вероятно образованное из миграционных битумоидов, облегчённое под воздействием процессов конденсации и полимеризации.

В верхах венда, отложениях остальных свит кроме кандыкской верхнего рифея, за исключением отдельных пропластков. ОВ обогащено тяжёлыми изотопами углерода  $\delta^{13}\text{C} = -23.1 \div -27.0$  ‰, что объясняется высокой степенью его катагенеза до МК<sub>2-3</sub> (рифей), либо неблагоприятными условиями в анаэробный этап диагенеза (венд).

По изотопному составу углерода и кислорода карбонатной составляющей пород уточнены обстановки осадконакопления изученных свит. Известняки разного типа, доломиты из изученных свит разреза скважины, в основном, первично-осадочные формировались как в условиях мелководного, так и или более глубокого морского бассейна при разной степени достижения равновесия в системе  $\text{CO}_2$ - $\text{HCO}_3^-$ - $\text{CO}_3^{2-}$ . Локальные отличия в условиях осадконакопления нашли отражение в различии изотопного состава морских карбонатов. Особый интерес представляет верхняя часть отложений иниканской свиты (рифей), где выявлены аномально изотопно тяжёлые по углероду доломитистые известняки  $\delta^{13}\text{C} = 5.1 \div 6.0$  ‰ при обычном для морских карбонатов изотопном составе кислорода  $\delta^{18}\text{O} = 25.1 \div 26.1$  ‰. Подобные рифейские изотопно тяжёлые карбонаты фиксировались на юге Сибирской платформы и связывались с масштабным изменением геологической среды.

Карбонатные составляющие пропластков мергелей, аргиллитов, алевролитов, сланцев из разных свит разреза, как правило, обогащены легкими изотопами углерода и кислорода, являются преобразованными. В низах сарданинской свиты (венд), в пропластках глинистых сланцев выявлены вторичные карбонатные составляющие, которые аномально облегчены по изотопному составу углерода  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-13.1$  ‰ и  $-9.1$  ‰ сформировавшиеся за счет изотопно легкой органической углекислоты, которая образовалась при окислении ОВ или нафтидов.



## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Падалко Н.Л.<sup>1</sup>, Козлова Е.В.<sup>2</sup>, Голышев С.И.<sup>1</sup>, Праздничных М.И.<sup>1</sup>, Черников Е.В.<sup>1</sup>, Яворов П.Ф.<sup>1</sup>, Плешаков А.М.<sup>2</sup>, Спасенных М.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ТФ АО «СНИИГГИМС» (*padalko@tf-sniiggims.ru*); <sup>2</sup>СКОЛТЕХ (*M.Kozlova@skoltech.ru*)

Изотопный состав углерода органического вещества (ОВ) давно и успешно используется при решении научно-практических задач органической и нефтегазовой геохимии, в частности, для изотопной диагностики типа и фациальной принадлежности ОВ, корреляции в ряду: кероген-битумоид-нефть. Целью данной работы является установления генезиса свободных углеводородов (битумоидов) вмещающим породам юрских отложений - баженовской и тюменской части периферийного разреза Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Комплекс геохимических исследований включал пиролиз Рок-Эвал до и после экстракции порошков пород хлороформом в аппарате Сокслета, химико-битуминологический анализ и хромато-масс-спектрометрические исследования полученных экстрактов. В породах отдельно по хроматографическим фракциям измерен изотопный состав углерода и проведен изотопно-корреляционный анализ по фракциям.

По пиролитическим данным органическое вещество баженовских отложений представлено керогеном 2 типа, сингенетичное ОВ тюменской свиты песчано-алевролитовых прослоев — керогеном 3 типа, аргиллиты нижней части разреза имеют более высокие нефтегенерационные характеристики и включают смешанный кероген 2-3 типа. Степень преобразованности органического вещества определена как МК<sub>2</sub> для пород баженовской свиты и МК<sub>2-3</sub> для тюменской.

Изотопный состав подтверждает выводы по результатам пиролитических исследований — тип ОВ в баженовской свите — преимущественно сапропелевый с диапазоном вариаций значений  $\delta^{13}\text{C}$ : от -27.8 ‰ до -30.3 ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = -29.1$  ‰), в тюменской свите — преимущественно гумусовый тип ОВ с диапазоном вариаций  $\delta^{13}\text{C}$ : от -24.5 ‰ до -26.2 ‰ и смешанный гумусово-сапропелевый тип с преимущественно гумусовой составляющей ОВ (диапазон вариаций  $\delta^{13}\text{C}$ : от -26.8 ‰ до -29.7 ‰).

На изотопно-фракционных кривых наблюдается два вида зависимости обогащения фракций битумоидов тяжелыми изотопами углерода: 1 тип — обогащение изотопами <sup>13</sup>C с увеличением полярности фракции: насыщенная < ароматическая < смолы < асфальтены; 2 тип — изотопно тяжелыми являются ароматическая фракции и асфальтены, что может быть объяснено вторичными процессами.

Битумоиды баженовской свиты преимущественно автохтонного типа имеют узкий диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$ : от -28.5 ‰ до -29.4 ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = -29.0$  ‰), облегчены относительно ОВ пород, из которых они экстрагировались, различия составляют от 0.1 до 1.3 ‰. В тюменской свите выявлены два типа битумоидов. В нижней части разреза — автохтонные битумоиды, которые обогащены изотопом <sup>13</sup>C (диапазон от -26.7 ‰ до -27.9 ‰) и наиболее близки по изотопному составу гумусовому ОВ этих отложений. В верхах этой свиты зафиксированы аллохтонные битумоиды с высоким битуминозным коэффициентом, изотопно легкие с интервалом значений  $\delta^{13}\text{C}$ : от 30.2 ‰ до -29.5 ‰, близким сапропелевому типу ОВ. Широкий диапазон вариаций изотопного состава углерода битумоидов и их фракций тюменской свиты, а также присутствие битумоидов двух типов обусловлено разными фациальными условиями, появлением в породах миграционной составляющей, а также высокой степенью катагенетической преобразованности ОВ.

# СЛЕДЫ РАННЕДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО МЕТАНОГЕНЕЗА В ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНОГО ЦЕМЕНТА ИЗ ЭДИАКАРСКИХ ПОСЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Петров П.Ю., Покровский Б.Г., Петров О.Л.  
ГИН РАН (*pokrov@ginras.ru*)

Осадочные карбонатные толщи эдиакарского периода (635-541 млн лет) характеризуются чередованием протяженных (сотни метров) интервалов с ультранизкими (до  $-12...-13$  ‰) и ультра высокими (до  $+14...+15$  ‰) значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Природа этих аномалий оживленно обсуждается в мировой литературе на протяжении последних трех десятилетий. Большинство исследователей признаётся, что седиментация карбонатов с аномально низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  происходила вследствие «загрязнения» водной толщи окисленным изотопно-легким углеродом органического происхождения, выведенного из глобального углеродного цикла в предшествующий период. Предполагается, соответственно, что накопление изотопно-тяжёлого карбоната происходило в условиях аноксии при высокой скорости захоронения легкого органического углерода, который мог накапливаться в растворённых формах органического вещества в придонном слое воды, в виде твердой органики в осадках, а также в форме метан-гидрата. В результате изучения различных типов карбонатного цемента из терригенных горизонтов дальнетайгинской серии патомского комплекса на Уринском поднятии (юг Сибирской платформы) мы получили убедительные подтверждения процессов интенсивного метаногенеза в эпоху раннеэдиакарского (около 600 млн лет) межлениковья.

Наблюдаемые значительные (более 7 ‰) флуктуации изотопного состава углерода в карбонатном цементе алевроит-глинистых отложений баракунской и уринской свит свидетельствуют о фракционировании С-изотопной системы в пределах локальных пространственно-временных зон диагенеза, в которых высокие (до  $+14.9$  ‰) значения  $\delta^{13}\text{C}$  являются следствием процессов биогенного метаногенеза. Отсутствие признаков анаэробного окисления метана предполагает его изоляцию внутри осадочных слоев. Закономерное распределение значений  $\delta^{13}\text{C}$  между различными генетическими типами карбонатного цемента явилось результатом "разбавления" тяжелой "метаногенной" углекислоты более легкой, выделявшейся при растворении обломочной карбонатной компоненты осадка. В пределах отдельно взятых стратиграфических горизонтов наименьшие значения  $\delta^{13}\text{C}$  показывают осадочные известняки, по изотопному составу максимально близкие к морской воде данного временного интервала.

Глобальный положительный тренд  $\delta^{13}\text{C}$  морской воды, наблюдаемый на данном стратиграфическом интервале, очевидно, был связан с изоляцией аномально лёгкого углерода (главным образом в составе метана) внутри мощных глубоководных терригенных и терригенно-карбонатных толщ. Очевидно, что экстремальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных цементов в эпохи как положительных, так и отрицательных  $\delta^{13}\text{C}$ -аномалий лежат по разные стороны  $\delta^{13}\text{C}$ -тренда морской воды, являясь результатом глобально синхронизированных событий раннего диагенеза. Таким образом, глобально коррелируемые  $\delta^{13}\text{C}$ -аномалии неопротерозоя были во многом связаны с соответствующими эпохами доминирования в накоплении газогидратных углеводородных соединений и их последующего анаэробного окисления.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 19-05-0015 и 19-05-00427.*

## ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА С, О И Sr В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТАХ, СУЛЬФАТАХ И СУЛЬФИДАХ: СВЯЗЬ С КЛИМАТОМ И ОКСИГЕНЕЗАЦИЕЙ АТМОСФЕРЫ

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л.  
ГИН РАН ([pokrov@ginras.ru](mailto:pokrov@ginras.ru))

В последние два десятилетия большую популярность приобрела гипотеза двухэтапной оксигенезации земной атмосферы: главного оксигенезационного события (GOE), 2.4-2.5 млрд лет, во время которого содержание кислорода возросла от ~0 ‰ до ~1-5 ‰ и неопротерозойского (NOE), 0.5-0.6 млрд лет, когда оно достигло современного уровня. GOE основывается на большом количестве убедительных, хотя и не абсолютно бесспорных фактов; существование NOE вызывает серьезные сомнения.

Одним из доказательств NOE являются данные по изотопному составу серы в диагенетических сульфидах, которые на границе венда и кембрия несколько обедняются  $^{34}\text{S}$ . Предполагается, что этот сдвиг обусловлен сменой бескислородного и малосульфатного «сульфидного» океана – окисленным «сульфатным» и деятельностью донных животных-биотурбаторов. Однако этот факт не может рассматриваться как доказательство NOE: наличие кислорода, возможно, является необходимым условием появления крупных животных, но не причиной этого события, которое было обусловлено внутренними законами биологической эволюции. Уменьшение значений  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфатах и сульфидах на рубеже венда и кембрия также не является доказательством мало-сульфатного океана, так как восстановление сульфата контролируется не только его содержанием, но и скоростью сульфат-редукции.

Гипотеза безсульфатного или мало-сульфатного поздне-докембрийского океана, крайне плохо согласуется с наличием в позднем докембрии мощных горизонтов гипсов и ангидритов, вскрытых многочисленными нефтеразведочными скважинами на территории Сибирской платформы. В вендских отложениях патомского комплекса сульфаты встречаются не только в эвапоритовых фациях, но и, что наблюдается крайне редко, в относительно глубоководных частях бассейна, где обнаружены высоко-стронциевые известняки, содержащие целестин – продукт диагенетической перекристаллизации арагонита в кальцит в присутствии сульфат-иона.

Важную роль в гипотезе NOE играют флуктуации изотопного состава углерода в осадочных карбонатах, достигающие в венде 30 ‰. Предполагается, что интервалы с высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  маркируют периоды накопления обеднённого  $^{13}\text{C}$  органического углерода либо в придонном слое океана, либо в осадках – в виде битумоидов или метан-гидратов, а интервалы с аномально низкими  $\delta^{13}\text{C}$  – периоды окисления органического углерода, накопленного в предшествующий период. С NOE обычно связывают крупнейшую в геологической истории по длительности и амплитуде ( $-10 \pm 2$  ‰) отрицательную аномалию  $\delta^{13}\text{C}$ , известную как «событие Шурам-Вонока» (580-550 млн лет), представленную в Сибири существенно карбонатной жуинской серией, мощностью более 1 км. Расчеты показывают, однако, что кислород и сульфат-ион, необходимый для окисления  $\sim 3 \times 10^{19}$  молей органического вещества и глобального смещения  $\delta^{13}\text{C}$  в неорганическом углероде до -12 ‰, был бы израсходован уже в течение 0.8-1.0 млн лет, тогда как событие Шурам-Вонока длились как минимум 10, а, скорее, не менее 20 млн лет. Можно решить этот парадокс, если допустить, что в окислении захороненного органического углерода участвовали сульфаты, накопленные значительно ранее предполагаемого NOE.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 19-05-00427.*

## ИЗОТОПНЫЕ СООТНОШЕНИЯ СТРОНЦИЯ ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫНДЫГ И ОТЛАГАЮЩИХСЯ ИЗ НИХ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ

Потапов С.С.<sup>1</sup>, Киселёва Д.В.<sup>2</sup>, Червяковская М.В.<sup>2</sup>, Червяцова О.Я.<sup>3</sup>, Садыков С.А.<sup>1</sup>, Дбар Р.С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (s\_almazov@74.ru); <sup>2</sup>ИГГ УрО РАН; <sup>3</sup>Заповедник «Шульган-Таш», Башкортостан; <sup>4</sup>Институт экологии АНА, Абхазия

Природный источник высокотермальных вод, разгружающихся через глубокие скважины, находится в селе Кындыг Очамчырского района недалеко от г. Сухум (Абхазия). Из минерализованных слабощелочных хлоридно-кальциево-натриевых вод месторождения Кындыг в трубах и на поверхности земли образуются минеральные соли карбонатного состава. В солях установлены минералы класса карбонатов: арагонит и кальцит.

Для изотопного анализа стронций из воды и растворённых карбонатных солей был хроматографически выделен с использованием смолы Triskem Sr-Spec (Sr). Измерения изотопного состава стронция проводили на мультиколлекторном магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой Neptune Plus (Thermo Fischer). Для стронция использовали метод бреккетинга (SSB) по схеме «стандарт-образец-образец-стандарт» с использованием NIST SRM 987. Для оценки правильности и долговременной воспроизводимости измерительной процедуры использовали стандарт изотопного состава стронция NIST SRM 987:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 8$  (1SD, N=23).

Содержания стронция в воде составляют от 3.8 до 6.2 мг/л. Изотопные отношения стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в термальных водах варьируют в диапазоне 0.7065 – 0.7072. Содержания стронция в карбонатах довольно высокие и варьируют от 2600 до 6400 г/т. Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них изменяются в диапазоне 0.70283 – 0.70737. Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в термальных водах Кындыга значительно отличаются от современной морской воды Чёрного моря. Они располагаются довольно близко к изотопным отношениям стронция в осадках побережья Чёрного моря (0.7075 – 0.7076), глобальному значению для меловых карбонатов (0.7071 – 0.7097) и современных карстогенных карбонатов Новоафонской пещеры (0.7074 – 0.7069). Следовательно, состав термальных вод месторождения Кындыг определяется изотопными характеристиками водовмещающих пород – известняков нижнемелового возраста.

Изотопный состав отлагающихся солей отличается от термальных вод: для карбонатов характерны более низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Вероятно, имеет место температурное фракционирование.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-55-40005 Абх\_а «Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатных массивов Абхазии». Изучение изотопного состава стронция выполнены в ЦКП «Геоаналитик» в рамках темы № 0393-2016-0025 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

## ИЗОТОПНЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ

Реутский В.Н.

*ИГМ СО РАН (reutsky@igm.nsc.ru)*

Неоднородность изотопного состава углерода в кристаллах природного алмаза широко известна. Некоторые из описанных вариаций, очевидно, являются результатом резкой смены условий кристаллизации и/или источников флюидов. Как правило в таких случаях в последовательных ростовых зонах изотопный состав углерода изменяется не закономерно и резко. В некоторых случаях флуктуации  $\delta^{13}\text{C}$  внутри кристаллов или в пределах некоей популяции кристаллов алмаза представляются менее хаотичными и поддаются моделированию с применением известных механизмов изотопного фракционирования, в первую очередь релеевского процесса.

Основными используемыми вариантами интерпретации наблюдаемых закономерных изменений изотопного состава углерода алмаза являются изотопное истощение флюида и смешение флюидов, несущих углерод различного происхождения. Результаты частного моделирования могут вступать в противоречие с другими геохимическими данными, например составом минеральных и флюидных включений, и тогда предпринимаются попытки моделирования наложения одних процессов на другие, что существенно усложняет интерпретацию данных и неизбежно уменьшает достоверность построений.

На основе имеющихся экспериментальных результатов по фракционированию изотопов углерода в процессе кристаллизации алмаза при высоких температурах и давлениях для рассмотрения закономерных направленных трендов изотопного состава углерода в направлении роста кристаллов предлагается модель эффективного изотопного фракционирования. Ранее нами было продемонстрировано, что величина изотопного фракционирования углерода при росте алмаза в модельных системах не является постоянной. При сохранении основных направлений фракционирования в окисленных и восстановленных условиях: алмаз изотопно-тяжелее  $\text{CH}_4$ , но легче  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ , величина фракционирования значительно уменьшается при увеличении линейной скорости кристаллизации алмаза. Причиной изменения линейной скорости роста изоморфного кристалла при постоянной объёмной скорости кристаллизации, может являться увеличение его размеров и, соответственно, площади растущей поверхности. Таким образом, появляется возможность моделировать флуктуации  $\delta^{13}\text{C}$  в направлении роста кристаллов алмаза при математически предсказуемом уменьшении линейной скорости кристаллизации. Примечательно, что получаемые в результате моделирования тренды противоположны таковым, получаемым с привлечением изотопного истощения флюида. Апробация модели на опубликованных данных по нескольким природным кристаллам алмаза даёт хорошее согласие с характеристиками имеющихся минеральных и флюидных включений. Такое соответствие делает предлагаемую модель перспективной для установления окислительно-восстановительных обстановок природного алмазообразования.

*Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда № 19-17-00075.*

## ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА МОРСКИХ ОСАДКОВ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ

Рослякова А.С., Севастьянов В.С., Федулов В.С., Федулова В.Ю., Кузнецова О.В.,  
Душенко Н.В., Наймушин С.Г.  
*ГЕОХИ РАН (yo.ro@mail.ru)*

Во время проведения арктического рейса на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 г. был осуществлен пробоотбор образцов донных осадков и газов вдоль меридионального профиля от устья р. Индигирка до границы постоянных льдов. В результате исследований были выделены углеводородные газы ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ ,  $\text{C}_4\text{H}_8$ ,  $n\text{-C}_4\text{H}_{10}$ ) и  $\text{CO}_2$  с очень низкой концентрацией из различных горизонтов морского осадка глубиной до 2 м. Показано, как при увеличении расстояния от устья р. Индигирка возрастает величина  $\delta^{13}\text{C}$   $\text{CO}_2$  и органического вещества (ОВ) в верхнем горизонте осадка из-за уменьшения вклада терригенного вещества в составе органического осадка. Концентрация  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ , наиболее распространенных газов, возрастает с увеличением расстояния от поверхности осадка, а изотопный состав углерода  $\text{CO}_2$  уменьшается, достигая величины  $-24$  ‰. Обнаружена область сульфат-редукции на глубине осадка 57-81 см. Впервые было показано, что в результате преобразования органического вещества происходит закономерное изменение вида изотопно-фракционных характеристик (ИФХ). В результате исследования получены ИФХ для слабо преобразованного органического вещества, ИФХ для ОВ, находящегося в зоне сульфат-редукции, и ИФХ для сильно преобразованного органического вещества. ОВ для низких горизонтов осадка (ниже 77 см от поверхности) значительно продвинуто по пути геохимической эволюции по сравнению с незрелыми осадками верхних горизонтов.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА В СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛАХ ПЕЩЕР УРАЛА И КАВКАЗА

Садыков С.А.<sup>1</sup>, Потапов С.С.<sup>1</sup>, Червяцова О.Я.<sup>2</sup>, Базарова Е.П.<sup>3</sup>, Дбар Р.С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН (*sadykov@mineralogy.ru*);

<sup>2</sup>Заповедник «Шульган-Таш», Башкортостан; <sup>3</sup>Институт земной коры СО РАН;

<sup>4</sup>Институт экологии АНА, Абхазия

**Пещеры Урала.** Кунгурская пещера (Пермский край, г. Кунгур) расположена в Среднем Предуралье. В Кунгурской пещере основные вмещающие породы (гипс и ангидрит) имеют изотопный состав  $\delta^{34}\text{S}$  от +10.09 до +12.32 ‰, CDT. Изотопный состав кислорода в Кунгурской пещере имеет широкий диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  от -2.70 до +8.92 ‰, VSMOW. Киндерлинская пещера (Республика Башкортостан, Гафурийский район) расположена в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости. В Киндерлинской пещере отмечается лёгкий изотопный состав серы во вторичных гипсовых отложениях ( $\delta^{34}\text{S}$  от -23.25 до -13.85 ‰, CDT). Изотопный состав кислорода в Киндерлинской пещере имеет диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  от -3.55 до +3.90 ‰, VSMOW. Пещера Шульган-Таш находится на Южном Урале в Бурзянском районе Республики Башкортостан на правом берегу р. Белой. В пещере Шульган-Таш среднее значение изотопного состава серы во вторичных гипсовых отложениях равно  $\delta^{34}\text{S} = +4.86$  ‰, CDT (от +3.93 до +5.49 ‰, CDT).

**Пещеры Кавказа.** Новоафонская пещера расположена на территории города Новый Афон, Гудаутский район, Республика Абхазия. Исследованные образцы имеют изотопный состав серы от -14.33 до -8.83 ‰, CDT (отбор 2015 г.). Образцы, отобранные в 2016 г., имеют более лёгкий изотопный состав серы, от -32.31 до -13.41 ‰, CDT. Изотопный состав кислорода в образцах 2015 г. имеет более лёгкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  от -14.86 до -5.69 ‰, VSMOW, а в образцах 2016 г. значения  $\delta^{18}\text{O}$  равны от -0.51 до -2.02 ‰, VSMOW. Пещера Шеки-Хьех находится в долине реки Шаро-Аргун Шатойского района, Чеченской республики, Россия. В этой пещере наиболее лёгкий изотопный состав имеет кристаллическая самородная сера (-17.27 ÷ -23.97 ‰, CDT). Изотопный состав гипса имеет более широкий диапазон значений от -10.09 до -18.22 ‰, CDT. Значения изотопного состава в образцах, отобранных из бактериальных матов, имеют следующие данные - 18.32; -17.38 и -6.47 ‰, CDT. Отдельные кристаллы гипса имеют изотопные отношения от -2.56 до -8.10 ‰, CDT. Изотопный состав кислорода в образцах пещеры Шеки-Хьех имеет широкий диапазон значений от -8.10 до +0.18 ‰, VSMOW. Пещера Снежная расположена на Западном Кавказе, Гудаутский район Абхазии. В пещере отмечается очень лёгкий изотопный состав серы во вторичных гипсовых отложениях ( $\delta^{34}\text{S}$  от -24.20 до -32.78 ‰, CDT). Изотопный состав кислорода в образцах из пещеры имеет широкий диапазон значений от -5.92 до -0.21 ‰, VSMOW.

В пещерах Кавказа и Киндерлинской (Урал) изотопный состав серы показывает участие источника вещества с биогенным материалом. В Кунгурской пещере и пещере Шульган-Таш значения  $\delta^{34}\text{S}$  показали, что вторичные сульфаты наследуют изотопный состав вмещающих пород. Изотопный состав кислорода в изученных образцах варьирует в достаточно широком диапазоне (от +8.92 до -14.86 ‰, VSMOW). Вариации в изотопном составе кислорода во всех пещерах можно объяснить разными местами отбора исследованных образцов. Расположение мест отбора влияет на скорость окисления и концентрацию сероводорода, т.е. зависит от динамического режима потока воздуха.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-55-40005 Абх\_а «Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатным массивов Абхазии».*

# ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОСУЩЕСТВУЮЩЕЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ПАРЫ БАДДЕЛЕИТ-ЦИРКОН КАК ОТРАЖЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЭВОЛЮЦИИ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Середа Е.Е., Бережная Н.Г., Родионов Н.В., Львов П.А., Антонов А.В., Сергеев С.А.,  
Беляцкий Б.В.

ФГБУ «ВСЕГЕИ», ЦИИ (*nunatacky@mail.ru*)

Согласно экспериментальным (Lumpkin, 1999; Gervasoni et al., 2017) и натурным наблюдениям (Melluso et al., 2012; Schärer et al., 2011) бадделеит является первичным высокотемпературным, 1400-900 °С, Zr-содержащим минералом основных-ультраосновных и щелочно-ультраосновных/щелочных расплавов с дефицитом кремнекислоты, и возраст, определенный по уран-свинцовым изотопным отношениям, будет характеризовать не только время образования самого минерала, но и время кристаллизации исходного базит-ультрабазитового расплава (Heaman, 2009; Schaltegger, Davies, 2017). Однако в литературе описано и совместное присутствие циркона и бадделеита в одной породе и даже в единой пространственной минеральной ассоциации (Schärer et al., 2011). Часто это определяется образованием кристаллов бадделеита по циркону при воздействии карбонатных флюидов в процессе десилицификации силикатной матрицы пород, например, в кимберлитах или мантийных ксенолитах (Schärer et al., 1997; Lewerentz, 2011; Анфилов и др., 2017). А также при образовании коронитовых структур обрастания цирконом бадделеита, что связано с повышением активности кремнезема в процессе эволюции магматического расплава или при региональном метаморфизме габброидов (Heaman, LeCheminant, 1993; Migdisov et al., 2011).

Были изучены образцы долеритов из протерозойского дайкового комплекса, который внедряется в неогарейские гранитоиды и мезоархейскую янисъярви-пертиньярвинскую гранит-зеленокаменную структуру на юго-западе Карельского кратона. Изученные габбродолериты относятся к единой толеитовой серии, но характеризуются отчетливо проявленной дифференциацией по  $\text{SiO}_2$ : 46-54,  $\text{TiO}_2$ : 0.4-3.6,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 9.7-22.1,  $\text{MgO}$ : 3.3-12.8 масс. %. Бадделеит и циркон присутствуют в виде включений размером 10–50 мкм в порообразующих минералах или в интерстициях, при этом по периферии зерен бадделеита обычно развивается циркон, который представлен и самостоятельными призматическими кристаллами. В катодолюминесценции оба минерала имеют однородную структуру и слабое свечение. Бадделеит характеризуется низким и умеренным содержанием U: 20-225 ppm и Th 1-65 ppm, Th/U - 0.02-0.38, и типично магматическими параметрами распределения РЗЭ: суммарное содержание РЗЭ до 4350 ppm, Hf: 4300-11000 ppm, Eu/Eu\*: 0.97-1.75, Ce/Ce\*: 2.76-5.44,  $(\text{Sm/La})_n$ : до 22.0,  $(\text{Lu/La})_n$ : до 7800, тогда как короткопризматические зерна циркона имеют умеренное содержание U: 177–407 ppm, Th: 11–190 ppm и Th/U: 0.05–0.58, а распределение РЗЭ с  $(\text{Lu/La})_n$ : 10-80, и повышенными ЛРЗЭ:  $(\text{Sm/La})_n$  4-7, без Eu и слабой Ce аномалией, предполагает их метаморфогенное происхождение и U-Pb возраст  $1806 \pm 17$  млн лет. В тоже время циркон, развитый по внешним зонам зерен бадделеита, имеет типично магматическое распределение РЗЭ:  $(\text{Lu/La})_n$ : 1500-4500,  $(\text{Sm/La})_n$ : 20, отчетливо выраженные аномалии Eu и Ce (0.2 и 1.7-3.5, соответственно), Hf: до 7500 ppm, а содержание U и Th – повышенное (400-560 и 500-1500, соответственно), при Th/U – 1.4-2.7 и U-Pb возраст аналогичный возрасту бадделеита -  $2087 \pm 8$  млн лет.

Таким образом, геохимические характеристики однозначно свидетельствуют о двухэтапном образовании циркона, причем ранний магматический циркон замещает в процессе кристаллизации бадделеит на заключительных этапах при повышении содержания  $\text{SiO}_2$ , U и Th в остаточном базитовом расплаве.



# ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О КОЭФФИЦИЕНТАХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Nd И Sm В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ИЗ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Серов П.А., Баянова Т.Б., Екимова Н.А.  
ГИ КНЦ РАН (*serov@geoksc.apatity.ru*)

По мере накопления знаний о поведении РЗЭ встает вопрос расширения возможностей Sm-Nd метода путем введения новых минералов-геохронометров. При этом важно, чтобы подбор пригодных для датирования минеральных ассоциаций осуществлялся с учетом их эффективного использования для определения главных этапов образования и преобразования вещества. Особую важность приобретают исследования, которые направлены на определение времени рудного процесса и его (процесса) положения в общей модели эволюции геологического объекта. В Sm-Nd исследованиях были успешно использованы сульфидные минералы из нескольких промышленных геологических объектов, что позволило установить главные рубежи рудообразования и геохронологически подтвердить выводы о сингенетической или эпигенетической природе рудного процесса. Однако одним из главных дискуссионных вопросов использования сульфидных минералов в Sm-Nd методе является принципиальная возможность нахождения REE в минеральной решетке сульфида. В работах других исследователей были предложены несколько возможных схем. Ионный радиус лантаноидов уменьшается от лантана  $La^{3+} = 1.160 \text{ \AA}$  до лютеция  $Lu^{3+} = 0.977 \text{ \AA}$ , приближаясь к радиусам меди  $Cu^{2+(VI)} = 0.73 \text{ \AA}$ , цинка  $Zn^{2+(VI)} = 0.74 \text{ \AA}$ , железа  $Fe^{2+(VI)} = 0.78 \text{ \AA}$ . В этом случае вхождение РЗЭ в решетку будет контролироваться близостью ионного радиуса лантаноида к главным катионам в решетке минералов.

С целью изучения распределения неодима и самария в сульфидных минералах были проанализированы пирит, пентландит, халькопирит и пирротин из главных промышленных месторождений Фенноскандинавского щита: Мончегорский плутон, Федорово-Панский интрузив, Печенга, интрузии Пенникат и Ахмаваара (Финляндия). Масс-спектрометрическим методом было проанализировано 34 монофракции сульфидов. Аналитические процедуры подробно описаны в (Serov et al., 2014; Bayanova et al., 2019). Установлены коэффициенты распределения Nd и Sm: для пирита – 0.229 и 0.169 соответственно; для пирротина – 0.265 и 0.160; для халькопирита – 0.229 и 0.161; для пентландита – 0.158 и 0.082. Средние значения  $D_{Nd} = 0.223$ ,  $D_{Sm} = 0.159$ . Отношение  $D_{Nd}/D_{Sm}$  около 1.4, что хорошо совпадает с интервалом значений, полученных в эксперименте ранее.

Таким образом, впервые масс-спектрометрически получены данные о концентрациях Sm и Nd и установлены коэффициенты распределения неодима и самария в сульфидных минералах из главных Cu-Ni-PGE-комплексов Фенноскандинавии. Работа имеет потенциал для дальнейших исследований по тематике применения рудных минералов-геохронометров в широко используемых изотопных системах.

*Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053 и при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 18-35-00246 мол\_а, 18-05-70082\_ресурсы Арктики), а также Программы Президиума РАН №48.*

## **ВАРИАЦИИ Nd/Sr КАК ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНЫХ ЗОН ПО РАЗРЕЗАМ "КРИТИЧЕСКОГО ГОРИЗОНТА" Г. НЮД (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, МОНЧЕГОРСКИЙ РАЙОН)**

Серов П.А., Кунаккузин Е.Л., Стешенко Е.Н.  
ГИ КНЦ РАН (*serov@geoksc.apatity.ru*)

“Критический горизонт” Ньюда в районе месторождения Терраса был изучен в по нескольким разрезам. Изотопные Nd-Sr данные показывают различную степень изменения вторичными процессами в разных изотопных системах. Начальный изотопный состав стронция для большинства исследованных проб изменяется в узком диапазоне – 0.702-0.704 – однако для ороговикованных разностей и пород с сульфидной минерализацией отмечаются более низкие значения начального изотопного состава – около 0.702. В то же время, Sm-Nd данные для этих же образцов обнаруживают экстремальный разброс значений  $\epsilon\text{Nd}(T)$ , которые варьируют от малых отрицательных (-1.25) до сильноположительных величин (+8 – +14). Подобные вариации вызваны, вероятно, суммой факторов, среди которых: повышенные аналитические погрешности измерений образцов с низкими, доли ppm, концентрациями элементов, возможное смешение нескольких источников с различными изотопными характеристиками, различная степень измененности под воздействием метаморфических или метасоматических процессов и флюида, возможная перестройка изотопной системы при внедрении дополнительных порций магмы и прогреве контактирующих пород а также процессы диффузии REE.

Для проверки нашей гипотезы о возможном смешении источников с различными изотопными характеристиками были построены диаграммы в координатах “обратная концентрация vs. изотопный состав”. На диаграмме с Rb-Sr данными точки проанализированных проб образуют облако без корреляции, что указывает на отсутствие зависимостей между изотопным составом и концентрацией. В этом случае можно говорить о том, что Rb-Sr системы изученных образцов не являются результатом смешения источников с различными изотопными параметрами. В случае Sm-Nd системы большинство точек образуют на графике линейный тренд, что может указывать на смешанный источник или процессы контаминации.

Таким образом, установлено, что:

- участки с промышленными концентрациями Pt+Pd зачастую характеризуются резкими вариациями изотопных составов неодима, что, вероятно, связано с повышенной флюидонасыщенностью и диффузией REE;

- результаты Rb-Sr и Sm-Nd анализа дают основания предполагать большую сохранность Rb-Sr системы по сравнению с Sm-Nd-системой, для которой отмечаются признаки изотопной перестройки при смешении или контаминации.

*Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053 и при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 18-35-00246 мол\_а, 18-05-70082\_ресурсы Арктики), а также Программы Президиума РАН №48.*

## Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИГМАТИТОВ ТАРАТАШСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА

Сомсикова А.В.<sup>1</sup>, Федотова А.А.<sup>2</sup>, Фугзан М.М.<sup>1</sup>, Кирнозова Т.И.<sup>1</sup>, Аносова М.О.<sup>1</sup>,  
Тевелев А.В.<sup>3</sup>, Астраханцев О.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*alinaorlova87@gmail.com*); <sup>2</sup>ГИН РАН; <sup>3</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова

Эволюция и устойчивость изотопных систем в течение глобальных геологических процессов является фундаментальной проблемой изотопной геологии, привлекающей постоянное внимание исследователей. Нами проведено изучение Sm-Nd изотопной системы в ультраметаморфических процессах, приводящих к частичному плавлению субстрата и формированию мигматитов на примере Тараташского метаморфического комплекса Южного Урала.

Тараташский метаморфический комплекс представляет собой выступ фундамента Восточно-Европейского кратона, надвинутый на рифейские и палеозойские комплексы палеоконтинентального сектора Южного Урала. Он сложен двупироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами по этим сланцам, гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитами), содержащими линзовидные тела метаультрамафитов, биотитовыми гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и графитом переслаивающимися с кварцитами, графитистыми и магнетитовыми кварцитами. С последними ассоциированы метаплутонические породы различного состава от габброидов до лейкогранитов. Мигматиты широко развиты в пределах Тараташского метаморфического комплекса. Они формировались преимущественно по амфиболитам и гнейсам, составляя иногда до 100 % объёма пачек пород. Нами изучен образец линзовидно-полосчатых мигматитов из карьера месторождения Радостное. Мощность прослоев лейкосомы и меланосомы составляла 1.5-2 см. Это позволило помимо анализа Sm и Nd в породе в целом, выделить и отдельно изучить состав лейкосомы и меланосомы – поведения Sm-Nd изотопной системы в процессе формирования мигматитов. Изотопные отношения Sm и Nd оказались различными в меланосоме и лейкосоме исследуемого образца (таблица 1). Это указывает на нестабильность Sm-Nd изотопной системы в процессе ультраметаморфизма. Метаморфизм и частичное плавление привели к фракционированию Sm и Nd между меланосомой и лейкосомой с некоторым увеличением концентраций в меланосоме. При этом меланосома, вероятно, сохранила первичные Sm/Nd изотопные отношения.

Таблица 1. Sm-Nd изотопно-геохимические данные для мигматитов Тараташского метаморфического комплекса (Месторождение Радостное).

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	±2σ
порода в целом	2.2	12.8	0.1045	0.510948	0.000003
меланосома	4.0	15.5	0.1561	0.511750	0.000008
лейкосома	0.3	2.6	0.0727	0.510779	0.000018

Кроме того нами были выделены цирконы отдельно из меланосомы и лейкосомы и проанализирована их U-Pb изотопная система. Исследования показали, что U-Pb изотопная система испытала сильное воздействие наложенного метаморфического процесса и не сохранила информации о более древних событиях.

## НОВЫЕ Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД СРЕДНЕМАКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Сомсикова А.В.<sup>1,2</sup>, Федотова А.А.<sup>2</sup>, Переляев В.И.<sup>3</sup>, Разумовский А.А.<sup>2</sup>, Хаин Е.В.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*alinaorlova87@gmail.com*); <sup>2</sup>ГИН РАН;

<sup>3</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет

Мамаканская офиолитовая ассоциация сложена породами, близкими по составу к образованиям литосферы задуговых бассейнов (Станевич, Переляев, 1997; Переляев, 2003). Ранее авторами изучались плагиограниты Среднемамаканского комплекса, одного из элементов ассоциации пород ложа палеобассейна, выведенных на поверхность в покровно-складчатом сооружении восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса (Kröner et al., 2015). Закономерно в процессе исследования возник вопрос о наличии генетической связи плагиогранитов с габброидами.

Нами были изучены плагиограниты, габброиды, пироксениты и долериты в верховьях одного из правых притоков реки Средний Мамакан. Здесь в расслоенных габбро отмечаются секущие тела светло-серых плагиогранитов, мощностью до 40–60 см, расположенные на расстоянии около 25 м друг от друга. Также в описываемом обнажении отмечаются тонкие деформированные долеритовые жилы (5–30 см) инъецирующие расслоенное габбро. Долериты, в свою очередь, пронизаны телами раскристаллизованными до среднезернистых габброидов. Соотношения пород в найденном обнажении характерны для уровня корневой зоны дайковых комплексов в офиолитовых "разрезах".

Оценка времени формирования офиолитов Среднемамаканского массива Байкало-Муйского пояса  $645 \pm 10$  млн лет получена при изучении U-Pb системы цирконов из двух образцов плагиогранитов (Kröner et al., 2015). Результаты исследований Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем для образцов Среднемамаканского офиолитового комплекса получены на масс-спектрометре TRITON в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии в ГЕОХИ РАН. На графике  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  точки, соответствующие изотопным составам плагиогранитов, долеритов и габброидов аппроксимируются прямой, отвечающей возрасту 650 млн лет со значительной погрешностью и величиной СКВО. Отклонение изотопных составов от первичных может быть связано с амфиболизацией пироксена и серицитизацией плагиокалаза, характерных для пород офиолитовых ассоциаций. Очевидно, изотопный состав Sr был более существенно изменён во время серицитизации плагиокалаза. Предшествующими исследованиями Sm-Nd изотопной системы трех минералов габброноритов, а также по клинопироксенитам и габброидам расслоенной перидотит-габбровой серии, получена оценка возраста кристаллизации пород Среднемамаканского комплекса (Рыцк и др., 2001), соответствующая, с учетом погрешности, данным, приведенным в настоящей работе.

Для всех образцов рассчитаны начальные изотопные отношения Sr и Nd на время  $T=650$  млн лет. Для плагиогранитов они равны  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7031, 0.7041$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51176, 0.51179$ , для основных пород величины  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  лежат в интервалах  $0.7044 \dots 0.7049$  и  $0.51172 \dots 0.51182$ . Близость изотопных составов Sr и Nd во время кристаллизации пород свидетельствует о генетической связи изученных образований Среднемамаканского офиолитового комплекса, т.е. о формировании плагиогранитов и основных пород в ходе единого магматического процесса.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 16-35-00600 и выполнена в соответствии с темой НИР ГИН РАН.*

## **ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ПОИСКА, РАЗВЕДКИ И ДОБЫЧИ СЛАНЦЕВЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ (НА ПРИМЕРЕ БАЖЕНОВСКОЙ И ДОМАНИКОВОЙ СВИТ)**

Спасенных М.Ю.<sup>1</sup>, Воропаев А.В.<sup>2</sup>, Леушина Е.А.<sup>1</sup>, Козлова Е.В.<sup>1</sup>, Богданович Н.Н.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>СКОЛТЕХ (*M.Spasennykh@skoltech.ru*); <sup>2</sup>Гидроузомон ГМБХ (*voropaev@msn.com*)

Изотопный состав углерода, водорода, серы, азота, кислорода углеводородных флюидов, воды, керогена, пород и минералов нетрадиционных коллекторов несет информацию об источниках вещества и процессах, протекающих на стадиях седиментогенеза, диагенеза и катагенеза нефтематеринских пород, так называемых нетрадиционных или сланцевых коллекторов углеводородов. В настоящей работе представлены результаты исследований, проведенных на целом ряде нефтяных месторождений баженовской и доманиковой свит в различных районах их распространения, а также показана возможность использования изотопных методов при решении целого ряда прикладных задач.

В общей сложности исследовано более 200 образцов пород, около 100 образцов нефти и экстрактов пород, а также 30 проб углеводородных газов, отобранных на более чем 15 скважинах. Изотопный состав исследованных образцов пород и газов был измерен на масс-спектрометре DELTA V Plus, Thermo Scientific. В комплексе с методами изотопной геохимии использовались методы пиролиза Rock-Eval (HAWK Resource Work Station, Wildcat Technology), двумерная хромато-масс-спектрометрия (Pyro-GCxGC-FID-TOFMS, Pegasus 4D LECO) и ряд других методов.

Для трех разрезов баженовской свиты и двух разрезов доманиковой свиты изучены вариации изотопного состава углерода, серы, азота пород, а также углерода и кислорода карбонатов. Интерпретация изотопных вариаций позволила сделать выводы об особенностях формирования нефтематеринских пород, а также о процессах генерации, миграции и аккумуляции углеводородов на изученных объектах.

Изотопно-геохимические исследования нефти, экстрактов пород и углеводородных газов показали тесную связь изотопного состава углерода, водорода, серы и азота флюидов со степенью катагенетической зрелости пород. Также установлены устойчивые различия в изотопном и химическом составе флюидов, отобранных в различных зональных интервалах исследованных разрезов, что позволяет выделять продуктивные интервалы путем сравнения характеристик флюидов с составом нефти продуктивных скважин.

С целью создания «изотопных» технологий мониторинга добычи нефти месторождений, разрабатываемых с помощью тепловых методов воздействия на пласт, выполнены экспериментальные исследования фракционирования изотопов углерода, водорода, серы и азота при преобразовании керогена в подвижные углеводороды в процессах пиролиза и внутрислоевого горения. Показано, что преобразование керогена в подвижные углеводороды сопровождается существенными изотопными эффектами, что может быть использовано для мониторинга разработки и оценки эффективности тепловых методов в полевых условиях.

Полученные результаты, наряду с данными геофизических, литологических, петрофизических и геохимических исследований были использованы для решения целого ряда практических задач, включая анализ процессов генерации и миграции углеводородов в нефтегазовых бассейнах, прогноз региональной и локальной нефтеносности лицензионных участков, выделение продуктивных интервалов в разрезе, оценку запасов нефти и газа нетрадиционных коллекторов, а также для создания новых методов мониторинга разработки месторождений.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЗОВ И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА (CO<sub>2</sub>) В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Стенников А.В., Севастьянов В.С., Душенко Н.В., Наимушин С.Г., Федулов В.С.,  
Федулова В.Ю., Рослякова А.С.  
ГЕОХИ РАН (ya\_email@mail.ru)

В настоящее время арктический бассейн имеет одно из первостепенных значений в вопросах ближайшего освоения и добычи углеводородов (УВ), а также климатических изменений. Море Лаптевых – одно из пяти полярных морей России, где сейчас активно проходят исследования перспектив нефтегазоносности.

В 2018 г. были отобраны многочисленные образцы современных морских осадков на территории моря Лаптевых с помощью бокс-корера, мощность осадочного слоя составляла 25-50 см. В извлеченных колонках находились осадки преимущественно алеврито-пелитового типа, объемом пробы с одного горизонта (с интервалом 5-10 см) составлял примерно 200-300 мл. Сразу после отбора влажные осадки помещались в бутылку с морской водой, куда закачивался гелиевый пузырь, в который должны были перейти находящиеся в осадке газы. Извлеченные газы из осадка впоследствии исследованы на состав и количество с помощью газового хроматографа. Среди обнаруженных газов присутствуют гомологи метана C<sub>1</sub>-C<sub>6</sub>, углекислый газ и некоторые серосодержащие газы. Исследовался изотопный состав CO<sub>2</sub>, также CH<sub>4</sub>, если он был в достаточном количестве.

Среди всех отобранных газов наибольшей концентрацией обладает углекислый газ (порядка 1500-2000 мкг/л), после него вторым по количеству идет метан (0.1 – 20 мкг/л), затем этилен, этан, пропилен, пропан, бутилен и н-бутан (со значениями от 0.01 до 1.0 мкг/л). Более тяжелые углеводороды показывают непостоянное содержание, часто с глубиной меняясь от 0.1 – 1 мкг/л до полного отсутствия. Серосодержащие газы (OCS и CH<sub>3</sub>SCH<sub>3</sub>) показывают разброс концентраций от 0.1 до 100 мкг/л, пропадая на некоторых горизонтах. Содержание сероводорода радикально отличается на разных профилях, находясь либо в пределах 4 – 40 мкг/л, либо превышая 1000 мкг/л. В точке сипа концентрация всех УВ газов возрастает на порядки.

Величина изотопного состава углерода CO<sub>2</sub> δ<sup>13</sup>C плавно изменяется от -18.6 до -22.7 ‰ при увеличении расстояния от поверхности осадка на дне моря (НПД). На других станциях величины δ<sup>13</sup>C CO<sub>2</sub> с увеличением расстояния НПД изменяются более сложным образом в зависимости от геохимических условий образования CO<sub>2</sub> и часто коррелируют с распределением содержания углеводородных газов.

В колонке осадка 5953-3 кривые изменения величины δ<sup>13</sup>C метана показывают плавное увеличение от -85.1 до -68.7 ‰ при увеличении расстояния НПД. Следует отметить, что для колонки осадка 5953-3 средняя величина δ<sup>13</sup>C имеет наибольшее значение -18.5 ‰ по сравнению со средними величинами -21.6 ‰ и -26.7 ‰ для колонок станций 5953-1 и 5947, соответственно.

На основании изотопно-молекулярной систематики предложена гипотеза происхождения газа в колонке осадка станции 5953-3 (поле сипов). Сформированный на глубине термогенный газ при вертикальной миграции через рыхлые осадки смешивается с биогенным газом, предположительно из газогидратов, и выходит на поверхность осадка и рассеивается.

*Исследование УВ газов выполнено при финансовой поддержке Программы РАН № 16, исследование изотопного состава углерода выполнено в рамках госзадания ГЕОХИ РАН по теме № 0137-2019-0013, организация и проведение экспедиции выполнены при финансовой поддержке РФФ № 14-50-000-98.*

## УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ ТИМАНА: Sm-Nd ДАННЫЕ

Удоратина О.В.<sup>1,2</sup>, Саватенков В.М.<sup>3</sup>, Куликова К.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН (*udoratina@geo.komisc.ru*); <sup>2</sup>Томский Государственный Университет; <sup>3</sup>ИГГД РАН

На Среднем и Южном Тимане в пределах Цилемского, Четласского Камня, и Ухтинского вала развиты ультракалийевые позднедевонско-раннепермские магматические породы.

Ультракалийевые эффузивные и субвулканические породы слагают дайки, трубчатые и межпластовые тела, имеют эффузивный облик и характеризуются окраской от светло-до ярко бежевого оттенков. Петрографически породы криптозернистые, либо мелкозернистые, имеют кавернозную текстуру (до 10 об. % каверн). Породы сложены микролитами калиевого полевого шпата (до 90 %), акцессорными апатитом, цирконом, субмикронными редкоземельными фазами, и рудными титаномагнетитом, ильменитом и анатазом, в интерстициях развито К-стекло. Нередко наблюдаются поздние карбонаты кальция, железа и магния. Калиевый полевой шпат по результатам рентгеноструктурных исследований – слабоупорядоченный санидин.

Ультракалийевый химический состав ( $K_2O$  до 15 масс., %) обуславливает развитие в породе только калиевого полевого шпата как порообразующего минерала.

Для пород разных тел, разных зон Тимана выполнены исследования изотопного состава Sm и Nd (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Изотопно-геохимические данные дайковых пород Цилемского Камня (пантеллериты) обнаруживают коровые характеристики: Sm/Nd составляет 0.207,  $^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$  равно 0.511879. Величина  $\epsilon_{Nd}(t)$  имеет отрицательные значения от -11.5. Такие величины указывают, что в источнике плавления была значительная примесь корового материала (на уровне 20 %), степень плавления источника составляла 10 %. Возраст пород составляет  $365 \pm 8$  млн. лет. Расчетный модельный возраст протолита 2 млрд лет.

Изотопно-геохимические данные для ультракалийевых пород дайковых и межпластовых тел Четласского Камня и Ухтинского вала (фонотефриты, тефрифенолиты, фонолиты) близки. Sm/Nd варьирует в пределах 0.247–0.288,  $^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$  в пределах 0.512674–0.5128. Величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  имеют положительные мантийные значения от +0.7 до +2.9. Подобные характеристики присущи вулканитам DUPAL типа и указывают, что имело место незначительное (менее 3 %) добавление корового вещества в мантийный источник расплава. Это могло происходить или при контаминации мантийных расплавов нижнекоровым материалом, либо при попадании в источник плавления деламинированной нижней коры континентов. Расчетные модельные возраста протолитов также близки 920–780 млн лет.

Ультракалийевые вулканиты Цилемского Камня (северные из изученных), имеющие коровые Sm/Nd изотопные характеристики, формировались на уровне 365 млн лет из расплава, который образовался из более древнего протолита, а более молодые вулканические щелочные породы Четласского Камня и Ухтинского вала (развитые южнее) с возрастaми 336–294 млн лет, имеющие Sm/Nd изотопные мантийные характеристики, формировались из расплавов, которым дали начало более молодые источники. Разновозрастные источники расплавов находились на удалении друг от друга.

*Исследования выполняются в рамках госзадания №ГР АААА-А17-117121270035-0 и гранта Правительства Российской Федерации № 14.Y26.31.0012.*

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ ЦИРКОНОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Удоратина О.В.<sup>1,2</sup>, Мон Ф.Ц.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН ([udoratina@geo.komisc.ru](mailto:udoratina@geo.komisc.ru)); <sup>2</sup>Томский ГосУниверситет;

<sup>3</sup>Институт геологии Китайской академии геологических наук

Изотопный состав гафния, как и изотопный состав кислорода датированных цирконов, наряду с изотопным составом Sm-Nd пород позволяет более уверенно рассуждать о возможных источниках пород, что в таких сложно устроенных регионах как Урал, где проявлены различные процессы в различное время представляет нетривиальную задачу.

Комплексные (Nb-Ta, Y и HREE, Zr, реже Be) месторождения и рудопроявления Тайкеуского рудного узла (Тайкеу, Усть-Мраморное, Лонготьюганское, Неудачное) известны на Полярном Урале. Структурно метасоматически измененные участки развиты в гранитоидах либо на контакте гранитоидов с вмещающими породами в пределах западной части Харбейского блока доуралид. Рудные редкометалльные породы отнесены к лонготьюганскому комплексу.

Возрастное положение гранитоидов субстрата и рудных метасоматитов на сегодняшний день представляется следующим образом (на основании U-Pb (SIMS) данных): гранитоиды субстрата формировались в коллизийной обстановке в венд-кембрийский период, а рудные метасоматиты в среднеордовикское-раннедевонское время.

Породы, содержащие комплексную минерализацию – гранитоподобные (альбитизированные и флюоритизированные граниты), содержание SiO<sub>2</sub> варьирует 73–77 масс. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 11 до 13 масс. %, (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=8 при Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O от 1 до 7). Содержание F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb в минерализованных породах, возрастает (вплоть до рудных содержаний).

В продатированных (U-Pb SIMS и ID TIMS) цирконах определен изотопный состав гафния. Исследования проведены авторами совместно с Ц. Ген в Институте геологии и минеральных ресурсов, г. Тянь Цзинь, Китай по методике, приведенной в работе (Geng et al., 2011).

Полученные новые данные по изотопному составу гафния хорошо согласуются с данными по изотопному составу кислорода в цирконах, а также с данными по Sm-Nd системе исследуемых пород.

Цирконы с возрастными 605-560 (в массивах Лонготьюганский, Тайкеу, Неудачный), рисунок, характеризуются высокими положительными значениями εHf<sub>(T)</sub> (+6 до +13) и близкими модельными возрастными (T<sub>DM2</sub> – 1.4–0.76).

Цирконы из рудной зоны массивов (Лонготьюганский, Тайкеу, Усть-Мраморный) имеют высокие положительные значения εHf<sub>(T)</sub> и различные модельные возрасты, что позволяет говорить о влиянии мантийного источника. Время формирования этих пород – пострифтогенное, от начала позднего ордовика до конца позднего силура. Все полученные возрасты укладываются в интервал 475-410 млн лет. Модельный возраст протолита наследуется от пород, по которым развивается наложенный щелочной метасоматоз, но появляются и более молодые модельные возрасты, соответствующие собственно возрасту этих пород (500 млн лет).

*Работа выполняется в рамках проекта № 18-5-5-46 «Эволюция орогена Протоуралид-Тиманид по геологическим, петролого-геохимическим и изотопным данным».*



## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТЕЙ ДОМАНИКОВОЙ СВИТЫ

Федулов В.С., Севастьянов В.С., Бычков А.Ю., Кузнецова О.В.  
ГЕОХИ РАН (*undead.92@bk.ru*)

Доманиковые отложения средне-франского яруса верхнего отдела девонской системы достаточно обогащены органическим веществом (ОВ) и могут выделяться в самостоятельную свиту. Доманиковые отложения можно рассматривать как типичный представитель высокоуглеродистых формаций, которые распространены на территории Волго-Уральского и Тимано-Печорского нефтегазоносных бассейнов (НГБ). Выделяют два основных типа отложений: депрессионный и сводовый. Депрессионный тип разреза представлен глинисто-кремнисто-карбонатными осадками, сконцентрированными в глубоких впадинах. Отложения сводового типа представлены светлыми карбонатами и приурочены к сводовым и склоновым частям поднятий.

Был исследован изотопный состав углерода: нефти опорного разреза; ОВ предполагаемой нефтематеринской породы; ОВ породы после гидротермальных преобразований; синтетической нефти, полученной в ходе экспериментальной работы с породой. Дополнительно был проведен гидротермолиз (ГТ) нефти опорного разреза в среде Ar и O<sub>2</sub>.

Породу высушивали при температуре 60 °С, перетирали в шаровой мельнице (тонкость помола ~ 60 мкм), проводили непрерывную экстракцию ОВ в аппарате Сокслета смесью бензола и метанола (9:1 об.) в течении 12 суток. Выделение фракций возрастающей полярности из образцов выполнялось по методике, разработанной в лаборатории геохимии углерода ГЕОХИ РАН. В первую очередь выделялись асфальтены (А), путем осаждения н-пентаном. Затем фильтрат разделяли на хроматографической колонке, получая неполярную гексановую фракцию (Г), три фракции возрастающей полярности – гексан-бензольную (ГБ), бензольную (Б) и бензол-метанольную (БМ).

Изотопный состав углерода органического вещества и его фракций измеряли при использовании Flash EA 1112 элементного анализатора (Thermo Fisher Scientific), соединенного с DeltaPlus XP масс-спектрометром изотопных отношений (Thermo Fisher Scientific, Германия). Стандартное отклонение результатов измерения составляло ± 0.20 ‰.

Хромато-масс-спектрометрический анализ насыщенной фракции УВ (Г) проводился на газовом хроматографе Trace GC в паре с ионной ловушкой Polaris Q (Thermo Fisher Scientific, Германия). Определение н-алканов и изопренанов производилось по характерному осколочному иону m/z 57

Согласно полученным изотопно-фракционным характеристикам (ИФХ), существует следующая особенность: δ<sup>13</sup>C БМ и А фракций синтетической нефти и ОВ породы после термолиза практически одинаковы, наряду с приблизительно одинаковым изотопным составом углерода Г, ГБ и Б фракций синтетической нефти и ОВ породы до опыта. Параллельное исследование УВ-биомаркеров говорит, что в силу незавершившихся процессов разложения высокомолекулярных н-алканов синтетическая нефть приближается по своему составу к составу, промежуточному (пограничному) между терригенным и смешанным ОВ.

## ИЗОТОПНО-ФРАКЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕГО СЛОЯ МОРСКИХ ОСАДКОВ СИПОВЫХ ПОЛЕЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Федулова В.Ю., Винникова А.И., Севастьянов В.С., Душенко Н.В., Кузнецова О.В.  
ГЕОХИ РАН (*valeri0612@rambler.ru*)

Во время проведения арктического рейса № 72 на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2018 г. с помощью бокс-корера были отобраны образцы современных морских осадков в области поля сипов Оден (станция 5953). Для поверхностных горизонтов данной станции (0-3, 3-6 и 6-9 см) было проведено выделение и фракционирование органического вещества (ОВ).

Осадки высушивали при температуре 50 °С, перетирали в шаровой мельнице (размер частиц ~ 60 мкм), затем проводили непрерывную экстракцию ОВ из осадков в аппарате Сокслета смесью бензола и метанола (9:1 об.) в течении 36 часов.

Деление на фракции ОВ из морских осадков проводили по методике, разработанной в лаборатории геохимии углерода ГЕОХИ им. В.И. Вернадского. В колбу с образцом битумоида добавляли н-пентан в 50-ти кратном избытке для отделения асфальтенов. После деасфальтенизации и упаривания пентанового раствора проводили последовательное элюирование фракций ОВ возрастающей полярности методом жидкостно-адсорбционной хроматографии на силикагеле АСКГ с размером зерен 0.2-0.5 мм. В ходе элюирования выделяли неполярную гексановую фракцию (Г), три фракции возрастающей полярности – гексан-бензолную (ГБ), бензолную (Б) и бензол-метанолную (БМ).

Изотопный состав углерода органического вещества и его фракций измеряли при использовании Flash EA 1112 элементного анализатора (Thermo Scientific), соединенного с Delta Plus XP масс-спектрометром изотопных отношений (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Температура окислительного реактора составляла 1020 °С, восстановительного реактора – 650 °С. Каждый образец анализировали не менее 5 раз. Проверку правильности измерений осуществляли по международному стандарту масла «IAEA NBS22» ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -29.70 \text{ ‰}$ ). Стандартное отклонение результатов измерения составляло  $\pm 0.20 \text{ ‰}$ .

Измерение изотопного состава органического углерода в поверхностном слое морских осадков в области сипового поля Оден (ст. 5953) показывает значительную обогащенность ОВ легким изотопом углерода  $^{12}\text{C}$ , значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ОВ}}$  варьируются в интервале от -34.65 до -33.20 ‰. Изотопный состав углерода фракций ОВ варьируется в интервале от -35.33 до -32.49 ‰. Высокая обогащенность легким изотопом углерода ОВ осадков на сиповом поле вызвана, вероятно, постоянно протекающим процессом выделения  $\text{CH}_4$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -85.09 \div -82.11 \text{ ‰}$ ) из глубин, который активно участвует в деятельности метанотрофных микроорганизмов, обеспечивая тем самым процесс постоянного изотопного обмена. Для сравнения, в верхнем слое морских осадков Восточно-Сибирского моря значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ОВ}}$  выше в среднем на 4-5 ‰ (от -31.30 до -29.00 ‰).

## ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ AR И XE В КИСЛОТНО-НЕРАСТВОРИМЫХ ФРАКЦИЯХ ХОНДРИТА САРАТОВ (L4)

Фисенко А.В.<sup>1</sup>, Verchovsky A.V.<sup>2</sup>, Семенова Л.Ф.<sup>1</sup>, Ширяев А.А.<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН (*anat@chgnnet.ru*), <sup>2</sup>Open University UK, <sup>3</sup>ИФХЭ РАН

Для выяснения природы фазы-носителя (Q-фазы) благородных газов планетарного типа (Q-газы) в хондритах проведен анализ кислотно-нерастворимых фракций (КНФ), выделенных из диспергированного в изопропанол или в растворе изопропанола с NH<sub>4</sub>OH, или с NaOH кислотно-нерастворимого остатка (КНО) хондрита Саратов. Результаты анализов ПЭМ и КР, а также C, N и Q-газов, выделенных при ступенчатом окислении КНФ, показали следующее. (А) Углеродная фаза в КНФ состоит в основном из искривленных би- и других малослойных пачек графенов и слоистых зерен углерода. (Б) По данным для фракций имеются следующие тренды: с увеличением концентрации Хе относительно С уменьшается отношение Ar/Xe, тогда как величина  $\delta^{13}\text{C}$  для всего углерода фракций увеличивается. Возможность образования этих трендов может быть объяснена в рамках двух альтернативных гипотез.

1. Q-фаза – это малораспространенная популяция субмикронных углеродных зерен с высокой концентрацией Q-газов. Поэтому разные отношения Ar/Xe во фракциях – результат их различия по размерам зерен и зависимости от этих размеров соотношений Ar и Хе при имплантации Q-газов. Тренд изменения отношения Ar/Xe в зависимости от содержания ксенона во фракциях мог быть результатом имплантации Q-газов в разные по размерам зерна, присутствующие в разных фракциях, также как и преимущественное выделение Хе по сравнению с Ar при воздействии окислителей. Тренд по углероду может быть объяснен смешением разных C- фаз с разным изотопным составом не связанных с Q-фазой.

2. Q-фаза – это в основном искривленные би- и другие малослойные графеновые пачки. Для этой гипотезы существенна особенность этих графенов – межслойное расстояние в бислоях меньше, чем размеры атомов Ar и Хе. Поэтому в местах локализации Ar и Хе слои графена будут «выпученными». Вследствие этого сохранность этих атомов в слоистых графенах при термальном метаморфизме хондрита Саратов зависела не только от термо- и термо-окислительной стабильности этих графенов, но и от размеров атомов Ar и Хе. Мы полагаем, что последний фактор приводил к удалению атомов Хе с большей эффективностью, чем Ar. Именно эта зависимость сохранности атомов Ar и Хе от их размеров в бислоях графенов могла привести к увеличению отношения Ar/Xe в ряде фракций после их окисления H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и HNO<sub>3</sub>, тогда как уменьшение Ar/Xe в остальных фракциях – результат диффузии аргона при термальном метаморфизме. Дефектность графеновых листов в целом – основной фактор, влияющий на эффективность выделения различных фракций графенов при изменении условий сепарации КНО. Отметим, что вероятно электрические заряды на поверхности графеновых листов играли ключевую роль в образовании коллоидо-подобных растворов. Предполагая, что доля углерода в пачках графенов не менее 50 % от всего его содержания во фракции и двухкомпонентную модель смешения (Q + балластный углерод с  $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ ), была получена максимально возможная величина  $\delta^{13}\text{C}$  для углерода графена, равная -5 ‰.

Таким образом, выявленные тренды для фракций могли быть обусловлены: (а) имплантацией Q-газов в разные по размерам зерна с низкой относительной распространенностью и неопределенной природы или (б) изменением первичного состава Q-газов в малослойных, слабо обогащенных изотопом <sup>13</sup>C, пачках графенов при термальном метаморфизме хондрита.

## ИЗОТОПЫ Н, О И U В НИЗКОЭНТАЛЬПИЙНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУЛЬДУР (ЕВРЕЙСКАЯ АО, РОССИЯ)

Харитонов Н.А.<sup>1,2</sup>, Лямина Л.А.<sup>2</sup>, Челноков Г.А.<sup>2</sup>, Брагин И.В.<sup>2</sup>, Корзун А.В.<sup>1</sup>,  
Чебыкин Е.П.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>МГУ им.М.В.Ломоносова; <sup>2</sup>ДВГИ ДВО РАН; <sup>3</sup>ЛИН СО РАН

В течение полевых сезонов 2015–2018 гг. было проведено опробование азотных щелочных термальных вод месторождения Кульдур (Буреино-Охотская складчатая область). Данное термальное проявление расположено на территории Облученского района Еврейской автономной области и приурочено к Кульдурско-Быссинской термальной линии, вытянутой в субмеридиональном направлении. Участок, где происходит разгрузка термальных вод, представляет собой массив тектонически раздробленных палеозойских гранитов. Очаг разгрузки термальных вод приурочен к крупному разлому северо-западного простирания, ширина зоны разлома в пределах долины р. Кульдур составляет 5—15 м.

По химическому составу термальные воды месторождения Кульдур являются хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми, слабоминерализованными (TDS до 0.5 г/л), а также имеют высокую температуру (70 – 73 °С) и высокое значение рН – 9.0 – 9.3. Характерной особенностью данных терм является высокое содержание в них кремнекислоты (H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> до 120 мг/л) и фтора – (до 22 мг/л). Химический состав данных термальных вод стабилен в течении долгого времени (более 20 лет), что свидетельствует, об отсутствии смешения термальных вод с холодными подземными. Видимо, взаимосвязь между ними осуществляется посредством передачи гидростатического давления.

Значения  $\delta D_{H_2O}$  и  $\delta^{18}O_{H_2O}$  демонстрируют, что в водном балансе этих вод доминирует инфильтрационное питание, преимущественно весенне-летнее. Изменение в изотопном составе в течение трех лет фиксируется, однако оно невелико, и не превышает 0.6‰ для  $\delta^{18}O$  и 4.0 ‰ для  $\delta D$ . Отклонение положений точек  $\delta^{18}O$  и  $\delta^2H$  подземных вод Кульдура от GMWL указывает на неравновесное изотопное фракционирование.

В водах реки Кульдур определены <sup>3</sup>H значения характерные для поверхностных вод региона, однако в подземных термальных водах обнаружены весьма низкие концентрации <sup>3</sup>H, которые составляют 0.03–0.08 Бк/кг. Такие низкие содержания изотопа свидетельствуют, что термальные воды имеют весьма значительный период водообмена (более 100 лет), а также подтверждают отсутствие разбавления глубинных термальных вод приповерхностными более холодными.

Соотношение <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в скважинах высокое и примерно одинаковое (2.55), однако общая концентрация урана весьма низкая (находится в диапазоне 0,01-0,02 ppb). Общий диапазон измеренных концентраций U составил от 0.01 до 0.043 ppb и <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U – от 1.39 до 2.56. Столь высокие значения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в водах скважин характерно для вод зоны активных разломов и отражают его активную сейсмическую активность. Низкие значения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в воде р. Кульдур, весьма далекие от значений в скважинах, свидетельствуют о незначительном вкладе подземных вод в водный баланс реки.

Используя полученное соотношение <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, была проведена оценка возраста данных термальных вод на основании уравнения (Osmond, Cowart, 1992). Итоговый возраст подземных вод составляет примерно 400 тыс. лет, что близко к датировкам гидротермальных вод Калифорнии, около 100 тыс. лет.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РФФИ 18-05-00445.*

## ИЗОТОПНЫЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА АЛМАЗА

Хачатрян Г.К.

ФГБУ ЦНИГРИ (*khachatryan\_g\_k@mail.ru*)

Одной из актуальных проблем алмазообразования является природа источников углерода. В ее решении важную роль играет анализ изотопного состава этого элемента в кристаллах алмаза и его корреляция со структурными примесями водорода и азота.

Изотопный состав углерода алмаза из кимберлитов и лампроитов охватывает широкий диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  от +1.5 до -30 ‰ и ниже, но преобладают кристаллы с  $\delta^{13}\text{C} \sim -5.5$  ‰. Эту величину принято считать характеристикой состава мантийного углерода, послужившего основным источником алмаза. Однако за прошедшие полвека было обнаружено большое число кристаллов алмаза с аномально легким изотопным составом углерода. В некоторых месторождениях доля изотопно-легких кристаллов весьма значительна. Так, согласно нашим данным, в трубке Коллиер-4 района Жуина (Бразилия) доля алмазов с  $\delta^{13}\text{C}$  от -27 до -17 ‰ превышает 30 %, а среди алмазов, извлеченных из пластов кимберлитового состава в районе Гуаниамо (Венесуэла), доля изотопно-легких кристаллов составляет около 90 %. Это приводит к заключению, что одним из источников углерода алмазов послужили погруженные в мантию биогенные органические соединения (ОС).

Ассоциация углерода, водорода и азота, типична и для кристаллов алмаза, и для органических соединений. Азот присутствует в кристаллах алмаза в разных формах, среди которых преобладают одиночные, замещающие углерод атомы -N-центры, пары соседних атомов - А-центры и тетраэдрические кластеры - В-центры. В кристаллической решетке алмаза, водород химически связан с атомами углерода, и образует центры со структурными моделями:  $\text{H}>\text{C}=\text{C}<\text{H}$  или  $>\text{C}=\text{C}<\text{H}$ .

Индикаторами источников вещества алмаза служат соотношения изотопного состава углерода с составом и концентрациями примесей.

1. Положительная корреляция содержаний структурных примесей азота и водорода в кристаллах алмаза, отражающая общность их источников в среде алмазообразования;

2. Наличие в кристаллах алмаза из кимберлитов и метаморфических пород включений ОС как свидетельство их присутствия в среде алмазообразования;

3. Закономерное соотношение концентраций структурных и фазовых примесей ОС в объеме кристаллов, демонстрирующее возможность образования алмаза и содержащихся нем азотных и водородных центров за счет ОС;

4. Обогащенность алмаза ранних генераций по сравнению с более поздними легким изотопом углерода и структурным водородом указывает на то, что водородные центры образуются вместе с алмазом с участием изотопно-легких ОС, концентрация которых в начале роста была максимальной.

Приведенные изотопные и кристаллохимические данные служат аргументами в пользу существования биогенных источников углерода алмаза, что должно учитываться при создании геологических моделей природного алмазообразования.

## ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ $^{238}\text{U}$ , $^{235}\text{U}$ , $^{234}\text{U}$ В УСЛОВИЯХ ОКИСЛИТЕЛЬНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ УРАНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Чернышев И.В.<sup>1</sup>, Голубев В.Н.<sup>1</sup>, Чугаев А.В.<sup>1</sup>, Манджиева Г.В.<sup>1</sup>, Гареев Б.И.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (*cheriv1935@gmail.com*); <sup>2</sup>ФГАОУ ВО «Казанский (Приволжский)  
федеральный университет»

Одним из малоизученных вопросов в современной геохимии изотопов урана остается направленность и масштаб фракционирования изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$  в процессе окислительного взаимодействия воды с урансодержащими породами и минералами. Существование сдвига величины изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ , происходящего при редукции урана из шести в четырехвалентное состояние, было доказано ранее в целом ряде геохимических и экспериментальных исследований, основанных на применении высокоточного MC-ICP-MS метода изотопного анализа урана. Редукция  $\text{U(VI)} \rightarrow \text{U(IV)}$  и сопровождающее этот процесс обогащение тяжелым изотопом  $^{238}\text{U}$  восстановленной фазы урана реализуется в различных геологических обстановках и, по-видимому, является основным фактором, определяющим вариации изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  глобального и локального характера. Направленность фракционирования изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$  в процессе редукции урана согласуется с предполагаемым механизмом изотопного фракционирования, зависящего от «ядерного объема атомов» («nuclear volume effect»). Авторами доклада изучены вариации величин изотопных отношений  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  ( $\delta^{238}\text{U}$ ) и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в породах, минералах и трещинных водах, отобранных в карьере уранового месторождения Тулукуевское (Стрельцовское рудное поле, В. Забайкалье), подробно описанного в работе (Лаверов и др., 2014). В изучавшемся блоке пород происходило выветривание содержащихся в этих породах тонковкрапленных урановых минералов под действием окислительных трещинных вод. Высокоточные ( $\pm 0.07\%$ , 2SD) измерения изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  проводились методом MC-ICP-MS с использованием двойного изотопного трасера  $^{233}\text{U}$ – $^{236}\text{U}$ . Общий диапазон вариаций  $\delta^{238}\text{U}$  в изученных породах и водах лежит в пределах от  $-0.13$  до  $-1.0\%$  и от  $-0.22$  до  $-0.59\%$  соответственно. Взаимодействие трещинных вод с породами, вызывающее окисление  $\text{U(IV)} \rightarrow \text{U(VI)}$  и переход  $\text{U(VI)}$  в водную фазу, приводит к обогащению растворенного в воде урана изотопом  $^{235}\text{U}$  на  $0.15$ – $0.28\%$ . В процессе замещения настурана минералами  $\text{U(VI)}$  также происходит фракционирование изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$ , выражающееся в обогащении ( $\sim 0.3\%$ ) легким изотопом  $^{235}\text{U}$  более поздних минеральных фаз  $\text{U(VI)}$ . Установлена корреляция величин  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ . Она показывает, что фракционирование изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$ , и обогащение легким изотопом  $^{235}\text{U}$  водной фазы, протекает параллельно с хорошо известным процессом сдвига равновесия в системе  $^{238}\text{U}$ – $^{234}\text{U}$  с образованием в воде избыточного содержания изотопа  $^{234}\text{U}$ . Изложенные данные (Чернышев и др., 2019) дают основания рассматривать процесс выщелачивания урана из урановых минералов, сопровождаемый образованием в воде избытка изотопа  $^{234}\text{U}$ , как фактор, который контролирует фракционирование изотопов в системе  $^{238}\text{U}$ – $^{235}\text{U}$  и который необходимо будет учитывать при описании механизма фракционирования изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$  в процессе окисления  $\text{U(IV)} \rightarrow \text{U(VI)}$ . Для формирования в изучавшемся карьере сложной картины распределения величины  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  помимо изотопного фракционирования, по-видимому, участвовали процессы изотопного обмена между ураном, растворенным в воде, и ураном, содержащимся в тонкодисперсных минералах.

## ИССЛЕДОВАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ И ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В КОНЖЕЛЯЦИОННОМ ЛЬДУ ОЗЕРА ВОСТОК

Четвериков Ю.О.<sup>1</sup>, Аруев Н.Н.<sup>5</sup>, Булат С.А.<sup>1</sup>, Груздов К.А.<sup>4</sup>, Ежов В.Ф.<sup>1</sup>,  
Жан-Баптист Ф.<sup>2</sup>, Каменский И.Л.<sup>6</sup>, Липенков В.Я.<sup>3</sup>, Прасолов Э.М.<sup>4</sup>, Соловей В.А.<sup>1</sup>,  
Тюкальцев Р.В.<sup>5</sup>, Федичкин И.Л.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>ПИАФ (*chetverikov\_yo@npi.nrcki.ru*); <sup>2</sup>*Laboratoire des Sciences du Climat et  
l'Environnement (LSCE) CNRS*; <sup>3</sup>ФГБУ «ААНИИ»; <sup>4</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ»; <sup>5</sup>ФТИ им. А.Ф.  
Иоффе РАН; <sup>6</sup>ФИЦ КНЦ РАН

Исследованы изотопные соотношения благородных газов — гелия, неона и аргона в кернах намерзшей на ледник воды озера Восток (конжеляционном льду). Газовые пробы получены дегазацией только что поднятых из скважины кернов в течение трех дней и собраны в стеклянные колбы. Изотопные соотношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 0.28 \pm 0.08R_A$  ( $R_A = 1.38 \cdot 10^{-6}$  - отношение для воздуха) в пределах ошибки соответствуют значениям, измеренным в работе. Найденное в пробах отношение  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} = 12.4 \pm 4.6 R_A$ , так же, как и  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 1.0074 \pm 0.0023R_A$  превышают их содержание в воздухе ( ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}_A = 0.29$ ;  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}_A = 298.6$ ). Полученные данные по соотношению  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  и  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  могут говорить о некотором вкладе терригенного газа в газовый баланс озера, и указывать на высокое содержание древних грунтовых вод в озере. Отношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 0.28 R_A$  означает низкий поток мантийного  ${}^3\text{He}$ , характерный для областей континентальных платформ, находящихся далеко от активных рифтовых зон.

## ФОРМИРОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДНИКОВ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Чижова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю.  
ИГЕМ РАН (*eacentr@yandex.ru*)

Проведены изотопные ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) исследования ледников Розе, Налли, Серп и Молот и Голубой на Северном острове архипелага Новая Земля. Особенностью ледникового льда Новой Земли являются аномально узкие интервалы вариаций величин  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$ , которые изменяются в пределах  $-15.4...-17.6$  ‰ и  $-110.9...-127.1$  ‰ соответственно. Величина дейтериевого эксцесса во всех изученных пробах ледникового льда не опускается ниже 10 ‰, варьируя вокруг значений около 13 ‰. Эпизодически наблюдается повышение дейтериевого эксцесса до 15-18 ‰. По сравнению со льдом ледников других арктических архипелагов (Шпицберген, Северная Земля, Земля Франца Иосифа) изотопные параметры ледникового льда Новой Земли заметно отличаются от величин, которые можно ожидать при западном переносе воздушных масс с учетом широтного эффекта. Эта особенность связана с поступлением осадков из внутриконтинентальных районов. Обратные траектории движения воздушных масс, восстановленные по модели HYSPLIT лаборатории NOAA, показали, что пути переноса влаги к ледникам Новой Земли в большинстве случаев проходят над континентальным побережьем Карского моря. При этом величины  $\delta^{18}O$  ледникового льда Новой Земли численно соответствуют атмосферным осадкам, выпадающим в районе континентальных станций метеонаблюдений гг. Амдерма, Салехард, Архангельск (IAEA/WMO, 2019). Именно этим – происхождением и путями переноса воздушных масс, объясняется несоответствие величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  ледникового льда Новой Земли широтному эффекту, характерному для соседних архипелагов. На изотопной диаграмме  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  фигуративные точки проб ледникового льда формируют пологие наклоны корреляционных трендов. В целом, ледниковый лед, который имеет атмосферную природу, должен характеризоваться наклоном, близким к 8. Все полученные данные по ледникам Северного острова образуют линейный тренд с углом наклона 6.67, а наиболее представительная часть данных по леднику Серп и Молот формирует тренд с наклоном, близким к 6.3. Эта уникальная особенность льда, связана, скорее всего, с процессами, протекающими уже после отложения снега. Остающаяся внутри нарастающего снежного остатка талая вода замерзает с наступлением зимнего периода, при этом в промерзающем водонасыщенном снежном слое реализуются условия закрытой системы. Рассмотрена модель замерзания в закрытой системе, численный расчет которой полностью описывает наблюдаемые изотопные характеристики ледникового льда Новой Земли. Важным моментом модели является то, что величина дейтериевого эксцесса, как и наклон на изотопной  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  диаграмме, зависит от исходного состава замерзающей воды. Выполненные расчеты показали, что изотопный состав кислорода и водорода исходной воды, соответствует средневзвешенным значениям  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  атмосферных осадков сезона аккумуляции на метеостанции г. Амдерма.

*Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00740), разработка подходов к интерпретации данных и модельные расчеты выполнены при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-17-00089).*



# ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА Cu-ПОРФИРОВЫХ И Cu-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВЫХ СИСТЕМНЫХ Рb-Рb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Чугаев А.В.<sup>1</sup>, Плотинская О.Ю.<sup>1</sup>, Гареев Б.И.<sup>2</sup>, Баталин Г.А.<sup>2</sup>, Манджиева Г.В.<sup>1</sup>,  
Садасюк А.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (*vassachav@mail.ru*); <sup>2</sup>ИГуНГТ КФУ

В мировом балансе добычи Cu, Mo, Au, Ag и Re существенная доля принадлежит месторождениям порфирово-эпитермальных систем (ПЭРС). Возросшая за последние десятилетия их экономическая значимость определила в настоящее время интерес среди исследователей к проблеме генезиса ПЭРС. В разработанных генетических моделях ключевым и широко обсуждаемым является вопрос источников вещества рудогенерирующих магм. Расхождение взглядов исследователей по этому вопросу во многом объясняется тем, что ПЭРС формируются в различных геотектонических обстановках. Многообразие геологических условий возникновения ПЭРС предполагает вовлечение в рудообразующие процессы различных по своей геохимической природе источников вещества.

Урал входит в число крупнейших рудных регионов мира. На его территории известно несколько десятков месторождений и рудопроявлений ПЭРС. Главным образом, это Cu-, Mo- или Au-порфиоровые и Cu-скарново-порфиоровые, а также единичные Au-Ag эпитермальные месторождения. Их формирование происходило в течение относительно длительного (от ордовика до раннепермского периода) периода времени в обстановках океанических островных дуг, активных континентальных окраин, а также при коллизионных процессах. Несмотря на имеющийся комплекс разнообразных геологических, геохимических и изотопных данных вопрос источника/источников рудного вещества остается дискуссионным.

В представленном докладе вопрос источников рудного вещества ПЭРС Уральского региона рассматривается на основе результатов детального Рb-изотопного изучения руд и магматических пород 6 месторождений, различающихся по геологической позиции, времени образования, масштабу и типу рудной минерализации. По типу рудной минерализации 5 из них относятся к Cu-порфиоровым месторождениям: Михеевское, Новониколаевское, Западное, Салават и Вознесенское. Месторождение Тарутинское относится к Cu-скарновым.

Изотопный состав Рb проанализирован с помощью высокоточного MC-ICP-MS метода в 47 пробах сульфидов (пирит, халькопирит, галенит, борнит) и в 5 фракциях полевых шпатов (ПШ). Скорректированные на возраст значения изотопных отношений Рb в рудах месторождений ПЭРС Урала изменяются в широких пределах: для  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 17.85-18.94$ , для  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 15.54-15.77$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 37.63-39.10$ . Значительная неоднородность изотопного состава Рb установлена не только как для всей группы изученных месторождений, но и для отдельных месторождений: Тарутинское –  $v_{6/4} = 0.98\%$ ,  $v_{7/4} = 0.24\%$  и  $v_{8/4} = 0.70\%$ , Вознесенское –  $v_{6/4} = 1.6\%$ ,  $v_{7/4} = 0.14\%$  и  $v_{8/4} = 0.89\%$ , Салават –  $v_{6/4} = 1.6\%$ ,  $v_{7/4} = 0.18\%$  и  $v_{8/4} = 0.45\%$ . В месторождении Михеевское изотопный состав Рb более однороден ( $v_{6/4} = 0.4\%$ ,  $v_{7/4} = 0.04\%$  и  $v_{8/4} = 0.21\%$ ), хотя выявленные вариации значений отношений  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$  и  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$  более чем на порядок превышают аналитическую погрешность. Показано, что вариации изотопного состава Рb на месторождениях ПЭРС Уральского региона носят закономерный характер и коррелируют с их геологической и палеогеотектонической позицией. Эти вариации могут быть объяснены в рамках модели смещения свинца источника мантийного типа и свинца коровых источников, различающихся по своей геохимической природе.

## СВИНЦОВО-ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ «СУХОЛОЖСКОГО» ТИПА СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Чугаев А.В.<sup>1</sup>, Чернышев И.В.<sup>1</sup>, Будяк А.Е.<sup>2</sup>, Тарасова Ю.И.<sup>2</sup>, Гареев Б.И.<sup>3</sup>, Баталин Г.А.<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (*vassachav@mail.ru*); <sup>2</sup>ИГХ СО РАН; <sup>3</sup>ИГуНГТ КФУ

Pb-изотопные исследования золоторудных месторождений Северного Забайкалья, начатые нами более 10 лет назад с целью выявления их индивидуальных и общих черт, направлены на идентификацию источников рудных компонентов, принимавших участие в формировании золоторудной минерализации этого региона, и на уточнение генетической модели месторождений золота «орогенного» типа.

В докладе обсуждаются результаты изучения изотопного состава Pb в рудах трех месторождений Северного Забайкалья – Угахан, Ыкан и Невское. Они расположены в пределах Бодайбинской зоны Байкало-Патомского складчатого пояса. Промышленная минерализация на всех месторождениях представлена вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, локализованными в эдиакарских метаосадочных толщах патомского комплекса. Месторождения отличаются по своей геологической позиции, масштабу оруденения и минеральному составу руд. В исследованиях применен высокоточный MC-ICP-MS метод, основанный на анализе изотопного состава Pb в растворах образцов, трассированных Tl. Pb-Pb данные получены для 28 проб сульфидов, выделенных из прожилково-вкрапленных руд месторождений Угахан, Ыкан и Невское. Наименее радиогенные значения изотопных отношений Pb, скорректированных на возраст 450 млн лет, установлены для сульфидов месторождения Угахан:  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 17.50-17.87$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 15.54-15.58$ ;  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 37.87-38.31$ . В рудах месторождений Ыкан и Невское Pb обладает более высокими содержаниями всех трех радиогенных изотопов. При этом интервалы значений изотопных отношений Pb месторождений Ыкан и Невское перекрываются лишь частично. В сульфидах месторождения Ыкан величины отношений  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$  и  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$  изменяется соответственно: от 17.94 до 18.27, от 15.57-15.61, и от 37.96 до 38.43, а для месторождения Невское – от 18.23 до 18.53, от 15.62-15.65, и от 37.90 до 38.45.

Совокупность новых и ранее опубликованных Pb-Pb данных позволяет выделить ряд общих свинцово-изотопных характеристик для золоторудных месторождений «сухоложского» типа. Одной из таких характеристик является высокая степень неоднородности изотопного состава рудного Pb. При этом наибольший масштаб вариаций отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  наблюдается для крупных по своим запасам золота месторождений Сухой Лог ( $v_{6/4} = 0.9\%$ ,  $v_{7/4} = 0.17\%$ ) и Вернинское ( $v_{6/4} = 0.7\%$ ,  $v_{7/4} = 0.13\%$ ). В свою очередь, в рудном свинце месторождений Угахан, Ыкан и Невское, уступающим по масштабу оруденения, вариации этих отношений меньше ( $v_{6/4} \leq 0.6\%$ ,  $v_{7/4} \leq 0.07\%$ ). Данная закономерность, по-видимому, отражает различия в масштабе рудообразующих систем месторождений, которые заключаются, прежде всего, в объемах вовлеченных в рудообразующие системы вещества черносланцевых пород, неоднородных по химическим и изотопным характеристикам. Величины модельные параметров указывают на преобладающую роль корового источника в поступлении свинца при формировании золоторудной минерализации «сухоложского» типа. Для месторождений, локализованных в породах хомолхинской и аунакитской свит, накопление которых происходило в условиях бассейна типа «foreland», устанавливается единая закономерность в вариациях изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , которая на соответствующей изотопной диаграмме выражена в виде линейного тренда с  $\text{tg} = 0.157$  при достоверности линейной аппроксимации  $R^2 = 0.92$ .

## ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УРАНА В РАЗРЕЗЕ ЭДИАКАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА (ВОСТ. СИБИРЬ) И ЭВОЛЮЦИЯ REDOX-УСЛОВИЙ В ОСАДОЧНОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

Чугаев А.В.<sup>1</sup>, Чернышев И.В.<sup>1</sup>, Покровский Б.Г.<sup>2</sup>, Очирова Г.В.<sup>1</sup>, Садасюк А.С.<sup>1</sup>,  
Гареев Б.И.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (*vassachav@mail.ru*); <sup>2</sup>ГИН РАН, <sup>3</sup>ИГиНГТ КФУ

Отношение  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  является чувствительным геохимическим индикатором, который фиксирует изменение окислительно-восстановительных условий в различных (прежде всего, в низкотемпературных) геологических процессах. Существенный вклад в общий масштаб вариаций изотопного состава U в земных объектах вносят процессы в Мировом Океане. Изучение как современных, так и древних осадочных толщ дает возможность идентифицировать условия в зонах осадконакопления морских бассейнов, а также реконструировать геохимическую эволюцию Мирового Океана. Особое место в этих исследованиях занимает изучение вариаций изотопного состава U в эдиакарских морских осадках с целью оценки влияния неопротерозойского кислородного события (около 640–550 млн лет назад) – «Neoproterozoic Oxidation Event» (NOE) на изменение геохимических условий осадконакопления в Мировом Океане этого времени. В докладе этот вопрос рассматривается на примере изучения эдиакарских карбонатных пород юга Восточной Сибири – одного из немногих регионов мира, где сохранились наиболее полные разрезы осадков этого времени.

Изучались вариации изотопных отношений  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в разрезе карбонатных толщ, вскрытых в долине реки Чая. Литологическая характеристика пород, а также данные о вариациях изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах приведены в (Покровский, Буякайте, 2015). Масс-спектрометрические измерения изотопного состава U выполнены на приборе NEPTUNE PLUS с Jet-интерфейсом согласно методикам (Чернышев и др., 2010; 2014). Погрешности измерения отношений  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  составляют  $\pm 0.08\%$  и  $\pm 0.27\%$  (2SD) соответственно. Измеренные значения отношений  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  были выражены в относительных величинах ( $\delta^{238}\text{U}$ , ‰ и  $K_{234/238}$ ).

Значения  $\delta^{238}\text{U}$  в разрезе изменяются в интервале от  $-0.92\%$  до  $-0.01\%$ , который охватывает большую часть установленного к настоящему времени диапазона вариаций  $\delta^{238}\text{U}$  в современных и древних морских карбонатах. Во всех пробах установлено обогащение  $^{234}\text{U}$  относительно равновесного. Величины  $K_{234/238}$  лежат в диапазоне от 1.02 до 1.79. При этом отсутствует корреляция ( $K_k = 0.1$ ) между величинами  $\delta^{238}\text{U}$  и  $K_{234/238}$ , что свидетельствует об ограниченном влиянии окисленных метеорных вод на обнаруженные вариации отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  в карбонатных толщах. Напротив, вариации величин  $\delta^{238}\text{U}$  в разрезе носят закономерный характер и коррелируют с  $\delta^{13}\text{C}$ . На основе обнаруженных зависимостей между  $\delta^{238}\text{U}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  реконструирована эволюция окислительно-восстановительных условий в осадочном палеобассейне эдиакарского времени. Одним из наиболее значимых событий – смена резко восстановительных условий на слабоокислительные на рубеже около 600 млн лет назад. По возрасту это событие близко к одному из важных этапов докембрийской эволюции Земли – «NOE», с которым связывают резкое повышение концентрации химически не связанного кислорода в земной атмосфере и в водах Мирового Океана.

## СВИНЦОВО-ИЗОТОПНЫЕ «МЕТКИ» ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА РУДНЫХ МЕСТРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

Чугаев А.В.<sup>1</sup>, Чернышев И.В.<sup>1</sup>, Гоневчук В.Г.<sup>2</sup>, Раткин В.В.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (*vassachav@mail.ru*); <sup>2</sup>ДВГИ ДВО РАН

Изотопный состав Pb галенита из 20-ти Sn, В и Pb-Zn месторождений Южно-Сихотэ-Алинской рудной провинции (SSAP) Дальнего Востока, а также Pb гранитоидов и осадочных пород орогенного комплекса Южного Сихотэ-Алиня изучен с помощью высокоточного ( $\pm 0.02\%$ , 2SD) метода изотопного анализа Pb из растворов MC-ICP-MS. Формирование месторождений происходило в позднемеловое-палеоценовое время на активной континентальной окраине в условиях субдукции и проскальзывания Палеотихоокеанской океанической плиты вдоль восточной границы Евразийского континента. Месторождения пространственно и во времени тесно сопряжены с проявлениями мел-палеоценового магматизма ( $\sim 100$ -55 Ma), представленного комплексами различных по составу и возрасту вулканитов и гранитоидов.

Месторождения SSAP, различающиеся по возрасту, геотектоническому положению и металлогенической специализации в целом характеризуются близкими величинами изотопных отношений Pb. Значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  изменяются в относительно узких пределах: от 18.321 до 18.474, от 15.608 до 15.655 и от 38.601 до 38.796 соответственно. Благодаря высокой точности метода MC-ICP-MS ( $\pm 0.02\%$ , 2SD), на порядок превышающей точность традиционного метода TIMS, выявлена высокая степень гомогенности изотопного состава Pb внутри отдельно взятых месторождений, где вариации не превышают величину аналитической погрешности метода MC-ICP-MS. По сравнению с другими известными металлогеническими провинциями Центральных Анд, Восточного Забайкалья и Западного Ирана SSAP отличается существенно меньшим масштабом вариаций ( $v_{6/4} = 0.2\%$ ,  $v_{7/4} = 0.08\%$  и  $v_{8/4} = 0.13\%$ ) изотопного состава рудного Pb. Гомогенность изотопного состава Pb и отсутствие корреляций между свинцово-изотопными характеристиками месторождений, с одной стороны, и возрастом и типом рудной минерализации, с другой, свидетельствуют о наличии единого для месторождений SSAP регионального источника Pb. Результаты Pb-Pb изучения пород региона позволяют заключить, что таким источником, вероятней всего, являлись мезозойские осадочные толщи аккреционных комплексов Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Вовлечение вещества осадочных пород происходило как на стадии генерации рудоносных расплавов в результате анатектического плавления и/или погружения осадков в зону субдукции, так и на стадии отложения гидротермальными растворами рудной минерализации. В свою очередь, индивидуальные свинцово-изотопные характеристики месторождений SSAP обусловлены не только особенностью изотопного состава Pb осадочных пород тектонических блоков. Определенный вклад в общий баланс рудного свинца принадлежал и свинцу из мантийного источника, в качестве которого могли выступать океанические базальты, лежащие в основании аккреционных комплексов, а также присутствующие в виде блоков среди осадочных толщ. Участие вещества океанических базальтов допускается петрогенетическими моделями, разработанными для позднемеловых гранитоидов SAOB. На примере месторождений Кавалеровского рудного района показано, что вклад свинца мантийного происхождения при формировании руд некоторых месторождений мог быть весьма значительным и достигать 60-80 %.

## РАССЕЯННЫЙ УГЛЕРОД В ИЗМЕНЁННЫХ БАЗАЛЬТАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Шилобреева С.Н.<sup>1</sup>, Поляков В.Б.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН(*shilobre@mail.ru*); <sup>2</sup>ИЭМ РАН

Происхождение рассеянного углерода в магматических породах и его связь с углеродом мантии Земли является одной из центральных проблем геохимии углерода. Решение этой проблемы невозможно без привлечения изотопных данных и понимания механизмов формирования изотопного состава (ИС) рассеянного углерода. В работе предложены модели формирования рассеянного углерода по результатам определения содержания и ИС углерода в изменённых базальтах океанической коры разного возраста (Site 1256D, 15 Ma и Site 801C, 170Ma, Тихий океан). Были исследованы образцы изменённых базальтов океанической коры, из которых удалены зоны, относящиеся к жилам, трещинам, гало и т.п. Исследования проводили по схеме, позволяющей измерять концентрацию и ИС как общего углерода, так и его окисленной и восстановленной компонент. Последнее достигалось путём кислотной обработки ( $\text{H}_3\text{PO}_4$  и  $\text{HCl}$ ) соответствующих аликвот образца перед его нагревом ( $1100\text{ }^\circ\text{C}$ ) в присутствии кислорода.

В скважине 801C, на глубинах до 300 м от границы фундамента (верхняя часть вулканической секции - ВВС), окисленный углерод преобладает над восстановленным, причём наблюдается уменьшение его концентрации с глубиной от 1.8 до 0.6 масс. %  $\text{CO}_2$ . Содержание восстановленного углерода в ВВС ( $-0.21 \pm 0.08$  масс. %  $\text{CO}_2$ ) и его ИС ( $-26.5 \pm 1.2$  ‰), не изменяются по глубине. ИС окисленного углерода ( $-0.4 \div +1.5$  ‰) соответствует ИС карбонатов, осаждающихся из морской воды. Это наряду с наблюдаемым замещением оливинов карбонатами, позволяет заключить что окисленный углерод в ВВС представлен карбонатами, высадившимся из морской воды. Корреляция между концентрацией общего углерода и его ИС является признаком участия карбонатов морской воды в процессах постмагматических изменений в океанических базальтах.

В нижней части вулканической секции (НВС) восстановленный углерод ( $0.20 \pm 0.04$  масс. %  $\text{CO}_2$ ) преобладает над окисленным ( $0.07 \pm 0.02$  масс. %  $\text{CO}_2$ ). Концентрации и ИС восстановленного углерода НВС не отличаются от ВВС. Карбонатных минеральных фаз в образцах из НВС не обнаружено. Окисленный углерод в НВС представляет собой окисленную компоненту рассеянного углерода. Концентрация и ИС ( $-9.0 \pm 2.0$  ‰) окисленного углерода в НВС отвечают значениям, характерным для углерода в стёклах MORB, и представляют собой остаточный углерод, растворённый в магматическом расплаве в виде ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  после  $\text{CO}_2$ -дегазации.

Сравнение результатов по скважине 801C и скважине 1256D, пробуренной через вулканическую секцию, переходную зону, зону даек и вскрывшую зону габбро, приводит к следующим выводам:

1. Восстановленный углерод образуется на начальных этапах формирования базальтовой океанической коры при сравнительно высоких температурах.

2. Возможными механизмами, обеспечивающими наблюдаемые для восстановленного углерода значения  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-22$  ‰), являются абиогенный органический синтез (процесс Фишера-Тропша) и синтез элементарного углерода (графита) на поверхности новообразованных минералов на основе реакции Будуара ( $2\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{C}$ ).

Таким образом, рассеянный углерод в изменённых базальтах формируется в ходе  $\text{CO}_2$ -дегазации магматического расплава (окисленная компонента) и последующего частичного захвата и восстановления дегазированной углекислоты.

## РАВНОВЕСНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ФАКТОРЫ НАНОАЛМАЗОВ ПО ДАННЫМ НЕУПРУГОГО РАССЕЯНИЯ ТЕПЛОВЫХ НЕЙТРОНОВ

Ширяев А.А.<sup>1</sup>, Поляков В.Б.<sup>2</sup>, Rols S.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИХФЭ РАН (*a\_shiryaev@mail.ru*); <sup>2</sup>ИЭМ РАН; <sup>3</sup>ILL (Grenoble, France)

Несмотря на интенсивное изучение наночастиц в последние десятилетия, данные по их термодинамическим изотопным свойствам отсутствуют.

Мы впервые оценили равновесные изотопные факторы ( $\beta$ -факторы) наноалмазов методом неупругого рассеяния тепловых нейтронов (НРТН). Применение НРТН к оценке  $\beta$ -факторов алмазов основано на возможности определения этим методом фононной плотности состояний (ФПС) (нано)алмаза. Если ФПС известна, то  $\beta$ -фактор (нано)алмаза может быть подсчитан по формуле:

$$\ln \beta = 3 \int_0^{\nu_{\max}} \left[ \ln \frac{\sinh(h\nu / 2kT)}{\sinh(h\nu^* / 2kT)} - \ln \frac{\nu}{\nu^*} \right] g(\nu) d\nu, \quad (1)$$

где  $\beta$  -  $\beta$ -фактор;  $\nu$  и  $\nu^*$  - частоты фононов в  $^{12}\text{C}$ - и  $^{13}\text{C}$ -алмазе, соответственно,  $g(\nu)$  - ФПС, нормированная на единицу,  $\sinh$  - гиперболический синус:  $\sinh(x) \equiv [\exp(x) - \exp(-x)]/2$ , а остальные обозначения соответствуют общепринятым. Частоты фононов в  $^{12}\text{C}$ - и  $^{13}\text{C}$ -алмазе связаны простым соотношением:  $\nu^*/\nu = (m_{12\text{C}}/m_{13\text{C}})^{1/2}$ ; поэтому, специальное измерение ФПС для  $^{13}\text{C}$ -алмаза не требуется.

Эксперименты по НРТН на наноалмазах проведены в диапазоне  $0 \div 200$  мэВ энергий на реакторе в Институте Лауэ-Ланжевена (ILL). На рис. 1. представлены экспериментальные ФПС и рассчитанные по ним  $\beta$ -факторы алмазов. С уменьшением размеров алмазов их  $\beta$ -факторы уменьшаются и для зерен размером 5 нм существенно

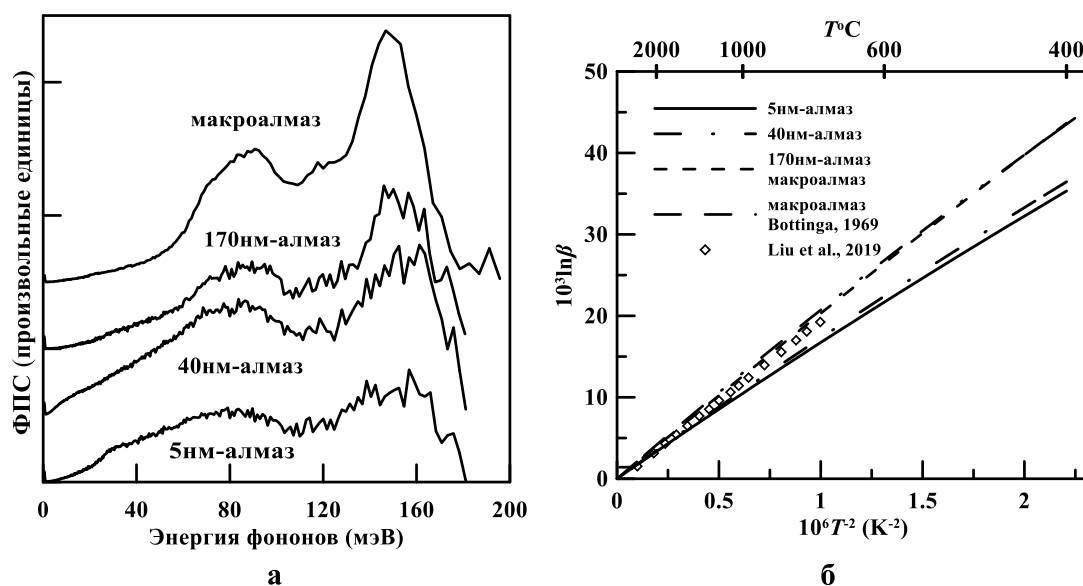


Рис. 1. ФПС алмазов из экспериментов по НРТН (а) и рассчитанные по ним  $\beta$ -факторы (б).

меньше, чем для макроалмаза. Различия между нано- и макроалмазом практически исчезают для зерен размером 170 нм.  $\beta$ -факторы макроалмазов, рассчитанные по данным НРТН, существенно отличаются от расчётов Bottinga (1969) и Polyakov & Kharlashina (1995), но находятся в хорошем согласии с *ab initio* расчётами Liu et al. (2019).

Разработанный метод позволяет использовать метод НРТН для оценки равновесных  $\beta$ -факторов простых веществ.

*Исследование поддержано грантом РФФИ – 19-05-00865.*

## ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ: Hf ДАННЫЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Шуйский А.С.<sup>1</sup>, Удоратина О.В.<sup>1,2</sup>, Мюн Ф.Ц.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (*self88@yandex.ru*); <sup>2</sup>Томский ГосУниверситет;

<sup>3</sup>Институт геологии Китайской академии геологических наук

Гранитоидные массивы Полярного Урала (Ингилорский, Гердизский (северная и южная часть) и хр. Марункеу) располагаются в пределах Центрально-Уральского поднятия, сложенного структурно-вещественными комплексами доуралид.

Граниты массивов хр. Марункеу, Ингилорский и Гердизский (сев. часть) на основании петрографических, петрохимических и геохимических характеристик отнесены к гранитоидам А-типа (А<sub>2</sub>), а Гердизского (южн. часть) массива к I-типу.

Согласно полученным за последние годы U-Pb (SIMS) данным по единичным цирконам гранитоиды сформированы в доордовикское время. Возраст гранитоидов Ингилорского массива – 487±7 млн лет, Гердизского массива: северная часть – 496±7 млн лет, южная часть 573±10, хр. Марункеу – 495±2.4 млн лет.

Полученные ранее Nd изотопные данные для гранитоидов Ингилорского и Гердизского (сев. часть) массива указывают на то, что их источником была либо мантия при значительном участии более древней коры (контаминация), либо обогащённая мантия. Породы Ингилорского массива характеризуются положительными значениями εNd(t) (+0.7), породы Гердизского массива (сев. часть) характеризуются также положительными значениями εNd(t) (+0.7). Изотопный состав кислорода цирконов из гранитоидов Ингилорского массива характеризуется низкими значениями 4.7 ‰, и высокими для цирконов из гранитоидов Гердизского массива (сев. часть) и хр. Марункеу 6.9 ‰ и 6.22 ‰ соответственно.

Анализ изотопной Lu–Hf системы цирконов из гранитоидов выявил небольшой разброс величин для гранитоидов Ингилорского ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282597 - 0.282637$ , εHf(t) от +2.16 до +5.27), Гердизского (сев. часть) массивов ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282545 - 0.282609$ , εHf(t) от +2.15 до +7.97) и хр. Марункеу ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282564 - 0.282702$ , εHf(t) от +2.98 до +7.97). Интервалы этих величин для цирконов из гранитоидов Гердизского (южн. часть) массива несколько больше:  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282196 - 0.282682$ , а εHf(t) имеет в основном только отрицательные значения (+0.5 до – 5.84).

Таким образом, граниты массивов Ингилорский, Гердизский (сев. часть) и хр. Марункеу Полярного Урала – это малые интрузии секущего либо послыного проникновения расплава. Граниты повышенной щелочности, калиевой, калиево-натровой серии с внутриплитными петро-геохимическими характеристиками. Формирование гранитоидов происходило преимущественно в позднем кембрии в интервале 496–487 млн лет, что соответствует рифтогенному этапу эволюции Урала. Изотопно-геохимические (εNd(t), OZrn, εHf(t)Zrn) данные указывают на мантийные характеристики источника гранитных расплавов. Граниты Гердизского массива (южн. часть) относятся к семейству гранитов нормального, умеренно-щелочного ряда, калиевой, калиево-натровой серии и имеют островодужные петро-геохимические характеристики. Формирование гранитоидов происходило в позднем венде (573 млн лет) в условиях существования активной окраины. Изотопно-геохимические данные εHf(t)Zrn указывают на мантийно-коровую природу источника гранитного расплава.

# ИСТОЧНИК МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ УРАНОНОСНЫХ АЛЬБИТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-УКРАИНСКОЙ УРАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ Sr И Nd

Шумлянский Л.<sup>1,2</sup>, Li Z.Y.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Curtin University (Leonid.Shumlyanskyu@curtin.edu.au)*; <sup>2</sup>*ИГМП НАНУ*; <sup>3</sup>*BRIUG*

Натриевые метасоматиты сравнительно широко распространены и нередко содержат урановую минерализацию, масштабы которой могут иногда достигать величин, приемлемых для промышленной эксплуатации. Центрально-украинская урановая провинция (ЦУУП) является классической областью развития Na-метасоматитов, с которыми связаны многочисленные месторождения и рудопроявления урана и других элементов.

Многие вопросы происхождения Na-метасоматитов и связанных с ними месторождений до сих пор остаются дискуссионными. Главными из них являются вопросы об источниках метасоматических флюидов и рудного вещества. Нами был определен изотопный состав Sr и Nd в 23 образцах натриевых метасоматитов, которые представляют 5 разных месторождений. Четыре из них (Новоалексеевское, Новоконстантиновское, Апрелевское и Докучаевское) залегают в кислых породах и относятся в Кропивницкому рудному району, пятое месторождение (Первомайское) связано с железисто-кремнистыми породами Криворожского района.

Альбититы по кислым породам имеют значительный диапазон вариаций величины  $\epsilon Nd$  (все первичные изотопные характеристики пересчитаны на возраст в 1800 млн лет, соответствующий времени формирования метасоматитов) – от -1.6 до -5.6. В целом, этот диапазон соответствует изотопному составу неодима в породах Новоукраинского массива и ингульского комплекса, которые и вмещают метасоматиты. Породы Корсунь-Новомиргородского анортозит-рапакивигранитного комплекса имеют несколько более высокие величины  $\epsilon Nd_{1800}$  – от -0.6 до -4.0, а одновозрастные альбититам дайки основного состава имеют положительные величины  $\epsilon Nd$ . Не взирая на значительные вариации изотопного состава неодима, полученные данные позволяют построить довольно качественную (СКВО = 1.9) Sm-Nd изохрону, возраст которой составляет  $1767 \pm 120$  млн лет ( $\epsilon Nd = -4.4$ ). Na-метасоматиты Первомайского месторождения отличаются более низкими величинами  $\epsilon Nd$  – от -7.5 до -9.0, с одним «аномальным» значением -1.6. Такие величины соответствуют изотопному составу неодима в железистых кварцитах и сланцах саксаганской свиты криворожской серии, пересчитанному на возраст в 1800 млн лет ( $\epsilon Nd = -7.3$  до -14.7).

Изотопный состав стронция  $^{87}Sr/^{86}Sr_{1800}$  в альбититах отличается широкими вариациями – от 0.70916 до 0.72066. В целом, этот диапазон соответствует таковому в гранитах ингульского комплекса. При этом, во всех месторождениях, за исключением Новоалексеевского, диапазон вариаций изотопного состава стронция близок к таковому в гранитах Новоукраинского массива – большинство проб укладывается в узкий диапазон величин  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0.70890 до 0.71130. Альбититы Новоалексеевского месторождения имеют повышенные значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  – от 0.71729 до 0.72066. Повышенные значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  характерны и для Na-метасоматитов Первомайского месторождения – от 0.71765 до 0.72488.

Метасоматические флюиды, очевидно, генерировались в верхней мантии и на пути сквозь кору приобретали коровые изотопные характеристики. Однако, их рудная нагрузка, очевидно, унаследована от мантийного источника, поскольку кислые коровые породы не могут рассматриваться в качестве источника таких элементов как Sc, V, Nb и ТРЗЭ.



## ИЗОТОПНО СВЕРХТЯЖЁЛЫЙ УГЛЕРОД МЕТАНА В ГАЗАХ ГИДРОТЕРМ ПОЛУОСТРОВА СВЯТОЙ НОС (ОЗ. БАЙКАЛ)

Яковлев Д.В.<sup>1</sup>, Прасолов Э.М.<sup>1</sup>, Петров В.В.<sup>1</sup>, Хабарова А.А.<sup>1</sup>, Брылина А.В.<sup>1</sup>,  
Назарова Т.А.<sup>1</sup>, Каменский И.Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ» (*dmitryiakovlev@mail.ru*); <sup>2</sup>ФИЦ КНЦ РАН

Представлены результаты изотопно-геохимических исследований углерод-содержащих газов, отобранных в срединной части восточного побережья оз. Байкал (район п-ова Святой Нос). В 2016-18 гг. на пунктах наблюдения, приуроченных к природным гидротермам (ист. Змеиные, Кулиных болот), три раза в год проводились режимные мониторинговые исследования, при которых выполнялся отбор проб воды и газов (свободных пузырьков и водорастворенных). Изотопное соотношение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  (‰, PDB) определено в 14 пробах, изотопный состав гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) изучен в трех пробах.

В 2016 г. впервые на территории оз. Байкал в свободных газах гидротерм Кулиных болот и ист. Змеиные обнаружен изотопно сверхтяжелый углерод метана ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} > -5$  ‰, т.е. от  $-2.7 < \delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} < +13.9$  ‰). Повторные мониторинговые опробования в 2017-2018 гг. на источниках Змеиные ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = [+10.7; -2.7; +13.9$  ‰]) подтвердили аномально высокие значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  и исключили возможность влияния существенных ошибок.

Изотопный состав гелия в свободных газах источников Змеиные и Кулиных болот имеет очень близкие значения ( $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 52 \times 10^{-8}$ ). Принимая во внимание  $\delta^{13}\text{C}$  для верхней мантии  $-5$  ‰ с одной стороны, а с другой – рассчитанную долю мантийной компоненты  $\text{He}_m$  в общем балансе равную 1.3-4.8 % и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} > -5$  ‰ для газов гидротерм п-ова Святой Нос, можно полагать, что генетическая связь газов, детектируемых на поверхности, со сверхглубокими мантийными дериватами не является причиной образования изотопно сверхтяжелого углерода метана.

В районе оз. Байкал наиболее изотопно тяжелый метан указан ранее в газах источников Змеиные ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} \sim -16.1$  ‰) и Горячинский ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} \sim -24$  ‰). Для всех известных выходов глубоководных гидротермальных флюидов в различных районах Мирового океана приводятся характеризующие их значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  от  $-7$  до  $-23.9$  ‰. Гидротермами района кратера Вакаико (супервулкан Айра, Япония) выносятся изотопно тяжелый продукт смешения abiогенного и термогенного источников метана ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} -30-0$  ‰), часть которого, по мнению исследователей, растворяясь в водной толще подвергается процессам бактериального окисления и изотопного фракционирования, вследствие чего предполагается утяжеление изотопного состава метана с  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  до  $+8$  ‰ (Wen et al., 2016). Таким образом, изотопно сверхтяжелый углерод метана ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  до  $+13$  ‰) обнаружен впервые и единственно в свободных газах гидротерм оз. Байкал в районе п-ова Святой Нос.

В будущих исследованиях полезно обратить внимание на влияние процесса Рэлеевского истощения, т.е. степень разделения изотопов между оставшимся материнским веществом и дочерним продуктом. В процессе Рэлеевского истощения вещество в реакционном объеме претерпевает многоактное фракционирование изотопов между продуктом и остатком. Можно обоснованно полагать, что возникновение изотопно сверхтяжелых молекул метана происходит в специфических условиях дегазации подземных термальных вод в р-не п-ова Святой Нос. По-видимому, фракционирование осуществляется при дегазации подземных вод и вызвано разной растворимостью в воде различных изотопных форм метана.

# КОСМОГЕННЫЙ ГЕЛИЙ В САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛАХ: РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ И ДЛИТЕЛЬНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ УНИКАЛЬНОГО РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ РЕК КОНДЁР-УОРГАЛАН, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

Якубович О.В.<sup>1,2</sup>, Стюарт Ф.<sup>3</sup>, Мочалов А.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГГД РАН (*olya.v.yakubovich@gmail.com*); <sup>2</sup>Институт Наук о Земле СПбГУ; <sup>3</sup>SUERC

Космогенный <sup>3</sup>He может накапливаться в минералах групп самородных металлов Pt, Au и др. (Yakubovich et al., 2019). Высокая устойчивость самородных металлов в экзогенных процессах потенциально позволяет использовать накопленный ими <sup>3</sup>He для определения длительности россыпеообразования и, в случаях, когда источник металла известен, для реконструкции условий перемещения детритовых зерен в речных системах.

В этой работе мы приводим новые результаты определения длительности процесса россыпеообразования на примере уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан, расположенного в пределах Алданского щита (Хабаровский край, Россия). Источником платины является щелочно-ультраосновной массив Кондёр. В рельефе массив заключён во внутренней части кольцевого хребта Кондёр, сложенного породами архейского и протерозойского возраста, в то время как внутренняя «котловина» представляет собой структурно-эрозионную депрессию. Внутренние склоны хребта и «котловина» дренируются водотоками (ручьями), образующими центростремительную систему с единой выводящей долиной рек Кондёр-Уоргалан.

Нами было проанализировано более 45 зерен изоферроплатины Pt<sub>3</sub>Fe (~ 1 мг) из массива и из аллювиальных отложений разных возрастов по всей длине рек Кондёр-Уоргалан (около 40 км). Измерение концентрации гелия в зернах проводилось на HELIX SFT в SUERC. Для экстракции гелия использовался диодный лазер (808 nm, 75 W). Ввиду того что возраст платиновых металлов массива Кондёр установлен (129±6 млн лет), концентрация <sup>4</sup>He гелия в зернах изоферроплатины использовалась для контроля полной дегазации зерен.

Космогенный <sup>3</sup>He не фиксируется в зернах из аллювия ручьев первого порядка в пределах массива Кондёр. В реке Кондёр высокие концентрации <sup>3</sup>He характерны в районе «щетки», где река прорезает кольцевой хребет Кондёр. Эта «щетка» является механической ловушкой для тяжелых зёрен и самородков при незначительной мощности аллювиальных отложений. Также высокие концентрации <sup>3</sup>He наблюдаются в неогеновых отложениях, которые наиболее продуктивны на металлы платиновой группы. В разрезе эти пески залегают на плотике и перекрыты торфами мощностью до 10 м. Дальность транспортировки этих зерен от коренного источника составляет более 20 км. Преобразовав концентрации <sup>3</sup>He в наиболее удаленных зернах Pt<sub>3</sub>Fe мы оценили, что время пребывания их на поверхности составляет более 6 миллионов лет. Такая длительная экспозиция, по-видимому, отражает специфические условия образования уникального россыпного месторождения рек Кондёр-Уоргалан.

*Исследования проведены в рамках НИР ИГГД РАН (0153-2019-0002; 0153-2019-0001).*

## *Литература*

*Yakubovich O.V., Stuart F.M., Nesterenok A.V., Carracedo A. (2019) // Chemical Geology. V. 517. P. 22-33.*

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТ-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ (ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР, ТАДЖИКИСТАН)

Ятимов У.А.,<sup>1,2</sup> Садыков С.А.,<sup>1</sup> Сафаралиев Н.С.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ УрО РАН ([umed1990@list.ru](mailto:umed1990@list.ru)); <sup>2</sup>Южно-Уральский государственный университет; <sup>3</sup>Таджикский национальный университет

Горнорудный район Кармазар известен многочисленными скарново-рудными месторождениями, в которых присутствует все известные в мировой практике минералогические типы и рудные формации скарнов. Во всем мире скарновые месторождения известны как промышленно важный источник черных, цветных и редких металлов. На месторождении Акташ со скарнами связаны оруденения редких (вольфрам, молибден), цветных (цинк, свинец, меди, висмут), благородных (золото, серебро, теллур) и черных (железо) руд.

Следует подчеркнуть, что при изучении геологии и генезиса скарново-рудных, остается много нерешенных вопросов, главным образом роль участия вмещающих пород и магматизма в образовании различных типов скарнов и рудных формаций. Несмотря на детальные исследования и многочисленное количество работ о скарновых месторождениях в данном районе, ещё никем не был изучен изотопный состав углерода, кислорода и серы в минералах, связанных со скарнами. Настоящая работа посвящена, в основном, определению изотопного состава углерода и кислорода в разных кальцитах и известняках скарнового месторождения Акташ.

Для оценки возможных источников вещества сульфидного и магнетитового оруденения нами проведены изотопные исследования углерода и кислорода известняков и кальцита в парагенезисе с магнетитом, сфалеритом и пиритом.

Для определения изотопных соотношений углерода и кислорода карбонатов месторождения Акташ были отобраны пробы из вмещающих пород и из сульфидных и магнетитовых руд, в которых встречается разные генерации кальцита. Изотопные отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  определялись на масс-спектрометре Delta Plus Advantage фирмы Thermo Finnigan. Материал для анализа высверливался алмазным сверлом.

Изотопный состав изученных кальцитов колеблется в широком диапазоне величин  $\delta^{13}\text{C}$  (-10.77...-15.71 ‰, PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (+5.48...+14.99 ‰, SMOW). Только в крупнокристаллическом агрегате кальцита в контакте с магнетитом значения  $\delta^{13}\text{C}$  составляет -15.71 ‰, PDB. Изотопные соотношения кислорода и углерода в темном известняке вблизи контакта силикатных пород составляют  $\delta^{13}\text{C}$  +0.66 ‰, PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  +26.81 ‰, SMOW, а в кристаллизованном известняке на контакте с серпентинитом составляют  $\delta^{13}\text{C}$  -3.38 ‰, PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  +11.21 ‰, SMOW. Это свидетельствует о метаморфических изменениях на контакте с интрузии.

Изотопное соотношение кислорода кальцитов магнетит-полиметаллического месторождения Акташ характеризуется широкими вариациями значений  $\delta^{18}\text{O}$  для различных образцов. Эти данные указывают фракционированию при образовании кальцита на среднетемпературной гидротермальной деятельности.

Как известно, наиболее ранние карбонатные минералы во многих гидротермальных образованиях характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от -6 до -9 ‰. Полагаясь на эти данные, можно отметить, что кальцит из разных руд образовался в мезотермальном условии рудообразования.

Полученные нами данные по изотопному составу кальцита из разных руд сульфидно-магнетитового месторождения Акташ, свидетельствуют об участии в рудообразовании вмещающих пород (карбонаты) и металлоносных магматогенных флюидов.



## Авторский указатель

<p style="text-align: center;"><b>A</b></p> <p>Anand M. .... 28</p> <p style="text-align: center;"><b>B</b></p> <p>Barber S.J. .... 28</p> <p style="text-align: center;"><b>C</b></p> <p>Camescasse E. .... 12</p> <p style="text-align: center;"><b>F</b></p> <p>Fernandes F. .... 12</p> <p style="text-align: center;"><b>H</b></p> <p>Hirata T. .... 34</p> <p style="text-align: center;"><b>L</b></p> <p>Li Z.Y. .... 104</p> <p style="text-align: center;"><b>M</b></p> <p>Morgan G.H. .... 28</p> <p style="text-align: center;"><b>N</b></p> <p>Nakamura Eizo .... 25</p> <p style="text-align: center;"><b>O</b></p> <p>Okabayashi S. .... 34</p> <p style="text-align: center;"><b>P</b></p> <p>Peres P. .... 12</p> <p style="text-align: center;"><b>R</b></p> <p>Renaud L. .... 12</p> <p>Rols S. .... 102</p> <p style="text-align: center;"><b>S</b></p> <p>Sakaguchi Chie. .... 25</p> <p>Sheridan S. .... 28</p> <p style="text-align: center;"><b>T</b></p> <p>Terakado K. .... 34</p> <p style="text-align: center;"><b>V</b></p> <p>Verchovsky A.V. .... 91</p> <p style="text-align: center;"><b>Y</b></p> <p>Yokoyama T. .... 34</p> <p style="text-align: center;"><b>A</b></p> <p>Авдеенко А.С. .... 37, 96</p> <p>Адамская Е.В. .... 38</p> <p>Айдаркожина А. .... 58</p> <p>Акимова Е.Ю. .... 13</p> <p>Аксенов А.В. .... 14</p> <p>Аксенова Ю. Б. .... 54</p> <p>Аксенова Ю.Б. .... 14, 59</p> <p>Аникин Л.П. .... 46</p> <p>Аносова М.О. .... 83</p> <p>Антонов А.В. .... 80</p> <p>Арефьев М.П. .... 15, 24</p> <p>Аруев Н.Н. .... 95</p> <p>Асавин А.М. .... 20</p> <p>Астафьев Б.Ю. .... 16</p> <p>Астраханцев О.В. .... 83</p>	<p style="text-align: center;"><b>Б</b></p> <p>Базай А.В. .... 16</p> <p>Базарова Е.П. .... 79</p> <p>Базылев Б.А. .... 61</p> <p>Балушкина Н.С. .... 60</p> <p>Баранчуков В.С. .... 47</p> <p>Баталин Г.А. .... 97, 98</p> <p>Баянова Т.Б. .... 16, 57, 81</p> <p>Белоусова Е.А. .... 29</p> <p>Беляцкий Б.В. .... 52, 61, 80</p> <p>Бережная Н.Г. .... 62, 80</p> <p>Березкин В.Ю. .... 47</p> <p>Берзин С.В. .... 17</p> <p>Богданович Н.Н. .... 85</p> <p>Богомолов Е.С. .... 38</p> <p>Болонин А.В. .... 18</p> <p>Борисенко Е.С. .... 16, 57</p> <p>Боррелли К. .... 33</p> <p>Брагин И.В. .... 92</p> <p>Брылина А.В. .... 105</p> <p>Бубнов С.Н. .... 19</p> <p>Буглак А.А. .... 43</p> <p>Будяк А.Е. .... 98</p> <p>Буйкин А.И. .... 20, 21, 48</p> <p>Булат С.А. .... 95</p> <p>Бурдельная Н.С. .... 22</p> <p>Бушнев Д.А. .... 22</p> <p>Буякайте М.И. .... 23, 24, 75</p> <p>Бычков А.Ю. .... 25, 89</p> <p>Бычкова Я.В. .... 25</p> <p style="text-align: center;"><b>В</b></p> <p>Валяева О.В. .... 22</p> <p>Василевский С.В. .... 14, 59</p> <p>Веклич М.А. .... 26</p> <p>Веливецкая Т.А. .... 21, 27, 32</p> <p>Верховский А.Б. .... 13, 20, 28, 48</p> <p>Ветрин В.Р. .... 29</p> <p>Вечтомова Ю.Л. .... 43</p> <p>Винникова А.И. .... 90</p> <p>Вирт Р. .... 46</p> <p>Вишневская И.А. .... 30</p> <p>Воинова О.А. .... 16</p> <p>Волков А.А. .... 43</p> <p>Воропаев С.А. .... 31</p> <p>Воропаев А.В. .... 85</p> <p>Высоцкий С.В. .... 32</p>
---	--

<b>Г</b>		Киркланд Б. ....	33
Габитов Р.И. ....	33	Кирнозова Т.И. ....	83
Газеев В.М. ....	19	Киселёва Д.В. ....	76
Галимов Э.М. ....	34, 43, 46	Когарко Л.Н. ....	20
Ганин М.Ю. ....	41, 42	Козина Н.В. ....	40
Гареев Б.И. ....	94, 97, 98, 99	Козлова Е.В. ....	73
Гераскевич А.В. ....	45	Козлова Е.В. ....	85
Голубев В.Н. ....	94	Колесникова А.А. ....	23, 75
Гольшев С.И. ....	35, 72, 73	Коноплёва И.В. ....	43
Гольцман Ю.В. ....	19	Корзун А.В. ....	92
Гоневчук В.Г. ....	100	Коробова Е.М. ....	47
Гончаров И.В. ....	26, 68	Корочанцев А.В. ....	48
Груздов К.А. ....	95	Корочанцева Е.В. ....	48
<b>Д</b>		Коссова С.А. ....	37, 49, 96
Дбар Р.С. ....	76, 79	Костицын Ю.А. ....	30, 50
Дердуга А.В. ....	68	Крайнюков А.А. ....	45
Долгоносов А.А. ....	43	Краснова Е.А. ....	60
Долгушин Д.И. ....	47	Кремьер А. ....	33
Дриль С.И. ....	55	Кривенко А.П. ....	51
Дроздов М.Н. ....	31	Крымский Р.Ш. ....	52
Дубинин А.В. ....	36	Кудряшов Н.М. ....	53
Дубинина Е.О. ....	36, 37, 49, 96	Кузнецова О.В. 14, 21, 43, 54, 59, 64, 78, 89, 90	
Душенко Н.В. ....	31, 78, 86, 90	Кузьмин М.И. ....	55
<b>Е</b>		Кулешов В.Н. ....	24, 56
Егорова Ю.С. ....	38	Куликова К.В. ....	87
Ежов В.Ф. ....	95	Кунаккузин Е.Л. ....	16, 57, 67, 82
Екимова Н.А. ....	81	Курчавов А.М. ....	19
Елизаров Д.В. ....	39, 57	<b>Л</b>	
<b>Ж</b>		Лаврушин В.Ю. ....	58
Жан-Баптист Ф. ....	95	Лапко И. В. ....	54
Жердева А.В. ....	26	Лапко И.В. ....	14, 59
<b>З</b>		Латыпова М.Р. ....	60
Зайцев В.А. ....	39	Леднева Г.В. ....	61
Зыкин Н.Н. ....	40, 41, 42	Леушина Е.А. ....	85
<b>И</b>		Липенков В.Я. ....	95
Иванов А.А. ....	43	Лобач-Жученко С.Б. ....	38
Иванов К.С. ....	17	Лоренц К.А. ....	48
Иванов О.П. ....	47	Лохов К.И. ....	13
Иванюк Г.Ю. ....	16	Львов П.А. ....	62, 80
Игнатъев А.В. ....	21	Лямина Л.А. ....	92
Игнатъев А.В. ....	27, 32	<b>М</b>	
<b>К</b>		Мон Ф.Ц. ....	88, 103
Казанцева А.С. ....	44	Мадишева Р.К. ....	35
Калашникова Д.А. ....	45	Майорова Т.П. ....	63
Калмыков А.Г. ....	60	Манджиева Г.В. ....	94, 97
Каменский И.Л. ....	53, 95, 105	Марьясина С.С. ....	43
Каминский Ф.В. ....	46	Медведев А.Я. ....	55
Карпов Г.А. ....	46	Мирошников А.Ю. ....	37, 49, 96
Каулина Т.В. ....	38	Митюков А.В. ....	68

Модоров М.В. ....	47
Мокрушина О.Д. ....	53
Морозов Ю.А. ....	64
Мочалов А.Г. ....	106
Муравьев М.В. ....	65
Мыскова Т.А. ....	62

## Н

Назарова Т.А. ....	105
Наимушин С.Г. ....	86
Наймушин С.Г. ....	51, 78
Немченко Т.Н. ....	66
Немченко-Ровенская А.С. ....	66
Нерович Л.И. ....	57
Нестерова Н.С. ....	67
Николаева И.Ю. ....	25

## О

Обласов Н.В. ....	26, 68
Овчинников С.В. ....	69
Олейникова Т.И. ....	19
Очирова Г.В. ....	70, 99

## П

Павельева Ю.Н. ....	71
Падалко Н.Л. ....	35, 72, 73
Паньери Г. ....	33
Переляев В.И. ....	84
Петров В.В. ....	105
Петров О.Л. ....	23, 74, 75
Петров О.П. ....	56
Петров П.Ю. ....	74
Плешаков А.М. ....	73
Плотинская О.Ю. ....	97
Покатилов В.Н. ....	68
Покровский Б.Г. ....	23, 74, 75, 99
Польшаков В.И. ....	43
Поляков В.Б. ....	101, 102
Потапов С.С. ....	76, 79
Праздничных М.И. ....	72, 73
Прасолов Э.М. ....	58, 71, 95, 105

## Р

Разумовский А.А. ....	84
Раткин В.В. ....	100
Рейхард Л.Е. ....	40
Реутский В.Н. ....	77
Родионов Н.В. ....	80
Романов С.Л. ....	47
Рослякова А.С. ....	78, 86
Русаков В.Ю. ....	30

## С

Саватенков В.М. ....	87
Садасюк А.С. ....	97, 99

Садыков С.А. ....	76, 79, 107
Салтыкова А.К. ....	52
Самойленко В.В. ....	26
Сафаралиев Н.С. ....	107
Сахи Д. ....	33
Светов С.А. ....	67
Свиридов Л.И. ....	56
Севастьянов В.С. ....	64
Севастьянов В.С. ...	21, 31, 43, 46, 51, 78, 86, 89, 90

Семенова Л.Ф. ....	91
Семилова Л.С. ....	36
Сергеев С.А. ....	38, 52, 80
Середа Е.Е. ....	80
Серов П.А. ....	16, 57, 81, 82
Симонова Г.В. ....	45
Сингх В.К. ....	67
Скарке А. ....	33
Слабунов А.И. ....	67
Соболев П.Н. ....	72
Соколов С.Д. ....	61
Соловей В.А. ....	95
Солошенко Н.Г. ....	17
Сомсикова А.В. ....	30, 83, 84
Спасенных М.Ю. ....	73, 85
Ставицкая М.В. ....	55
Стенников А.В. ....	86
Стешенко Е.Н. ....	16, 82
Стрелецкая М.В. ....	17
Стюарт Ф. ....	106

## Т

Тарасов О.В. ....	47
Тарасова Ю.И. ....	98
Тевелев А.В. ....	83
Телегина Т.А. ....	43
Токарев И.В. ....	40
Толстогузов А.И. ....	31
Трушков П.В. ....	26
Тюкальцев Р.В. ....	95

## У

Удоратина О.В. ....	87, 88, 103
---------------------	-------------

## Ф

Файнберг В.С. ....	69
Федичкин И.Л. ....	95
Федотова А.А. ....	83, 84
Федулов В.С. ....	78, 86, 89
Федулова В.Ю. ....	78, 86, 90
Фисенко А.В. ....	91
Фугзан М.М. ....	83

<b>Х</b>	
Хабарова А.А. ....	105
Хаин Е.В. ....	84
Харитоновна Н.А. ....	92
Хачатрян Г.К. ....	93

<b>Ч</b>	
Чебыкин Е.П. ....	92
Челноков Г.А. ....	92
Червяковская М.В. ....	17, 76
Червяцова О.Я. ....	76, 79
Черников Е.В. ....	72, 73
Чернышев И.В. ....	70, 94, 98, 99, 100
Четвериков Ю.О. ....	95
Чижова Ю.Н. ....	96
Чугаев А.В. ....	70, 94, 97, 98, 99, 100
Чудинова М.А. ....	68

<b>Ш</b>	
Шевчук Т.В. ....	43
Шиганова О.В. ....	72
Шилобреева С.Н. ....	46, 101
Ширяев А.А. ....	91, 102
Шрайбер А. ....	46
Шуйский А.С. ....	103
Шумлянский Л. ....	104

<b>Ю</b>	
Юрченко А.Ю. ....	60, 64

<b>Я</b>	
Яворов П.Ф. ....	72, 73
Яковенко В.В. ....	27
Яковлев Д.В. ....	105
Якубович О.В. ....	106
Ятимов У.А. ....	107



Научное издание

**XXII СИМПОЗИУМ  
ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ  
имени  
академика А.П. Виноградова  
29 – 31 октября 2019 г.  
ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ**

Доклады печатаются, в основном, в авторской редакции.

Подписано в печать 21.10 2019 г. Формат 60х90/16  
Бумага офсетная. Гарнитура «Таймс». Усл печ. л. 7  
Тираж 300 экз. Заказ № 19-2.  
Полиграфическая база ГЕОХИ РАН.  
Москва 119991, ул. Косыгина, 19.