

*Российская Академия наук
Отделение наук о Земле РАН
Научный совет РАН по проблемам геохимии
Межведомственный совет по рудообразованию
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Межведомственный стратиграфический комитет
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Российский фонд фундаментальных исследований*

**V Российская конференция по изотопной
геохронологии**

**ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗОТОПНЫЕ
СИСТЕМЫ, МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ,
ХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

*4–6 июня 2012 г.
Москва, ИГЕМ РАН*

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Москва
2012

УДК 550.93
ББК 26.301
Г36

Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. 4–6 июня 2012 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. – 392 с.

ISBN 1-11111-111-1

Тезисы докладов представлены в авторской редакции.

Организационный комитет не во всех случаях разделяет представления и идею авторов, изложенные в публикуемых тезисах.

Конференция организована при финансовой поддержке Российской Академии наук и Российского фонда фундаментальных исследований.

Фотографии на обложке: Месторождение Сухой-Лог, вид на карьер Западный; масс-спектрометр Argus V, установленный в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии (ИГЕМ РАН).

©ИГЕМ РАН

Организационный комитет

Председатель:

вице-президент РАН, академик Н.П. Лаверов

Заместитель председателя:

академик И.В. Чернышев

Учредители конференции:

академик Н.С. Бортников – директор ИГЕМ РАН

академик Э.М. Галимов – директор ГЕОХИ РАН, Председатель научного совета РАН по проблемам геохимии

чл.-корр. РАН В.А. Глебовицкий – ИГГД РАН, Председатель научного совета РАН по проблемам геологии докембрия

Программная комиссия:

В.В. Акинин – СВКНИИ ДВО РАН

Е.В. Бибикова – ГЕОХИ РАН

В.А. Верниковский – чл.-корр. РАН, ИНГГ СО РАН

С.Л. Вотяков – академик, ИГГ УрО РАН

И.М. Горохов – ИГГД РАН

С.И. Дриль – ИГХ СО РАН

А.И. Жамойда – чл.-корр. РАН, ВСЕГЕИ

А.В. Иванов – ИЗК СО РАН

А.Б. Котов – ИГГД РАН

Ю.А. Костицын – ГЕОХИ РАН

А.В. Самсонов – чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН

М.А. Семихатов – академик, ГИН РАН

С.А. Сергеев – ВСЕГЕИ

И.Н. Толстихин – ГИ КНЦ РАН

А.В. Травин – ИГМ СО РАН

К.Н. Шатагин – ИГЕМ РАН, отв. секретарь комиссии

Ю.А. Шуколюков – ИГГД РАН

В.В. Ярмолук – академик, ИГЕМ РАН

Ученый секретарь:

Ю.О. Ларионова – ИГЕМ РАН

Содержание

Peres P., Fernandes F., Schuhmacher M., Danilov R. High precision U-Pb dating analyses with the CAMECA IMS 1280-HR.....	15
Roberts E. Developments in the SHRIMP Secondary Ion Microprobe.....	16
Ronkin Y.L., Sindern S., Stepanov A.I., Korinevsky, Maslov A.V. The oldest magmatism of the Urals.....	18
Агафоненко С.Г. Возраст палингенно-анатектоидных гранитоидов древнестанового комплекса Станового террейна.....	21
Акинин В.В., Готтлиб Э. U-Pb датирование и геохимия циркона и сфена: эксперименты по высокотемпературной химической абразии (CA-SHRIMP) и приложение к реконструкции эволюции гранитоидных магм.....	23
Акинин В.В., Калверт Э. $^{240}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст Анюйских вулканов, Арктическая Чукотка.....	25
Алексеев А.С., Ларионов А.Н. Горева Н.В., Толмачева Т.Ю. U-Pb SIMS датировка глини Московского яруса (ВЕР).....	27
Алексеев Д.В., Мурзинцев Н.Г. Контроль температурного поля в минералах при лазерном $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании.....	29
Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Сальникова Е.Б., Бойко П.С. Геохронология палеопротерозойских базитовых формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив).....	31
Андреичев В.Л., Соболева А.А. Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронометрические системы в гранитах полуострова Канин.....	33
Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Раннебайкальский возраст (U-Pb метод по цирконам) конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии.....	36
Ануфриев Г.С. Современный метод датирования осадочных пород на основании стабильных изотопов.....	39
Арискин А.А., Костицын Ю.А., Данишевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Северном Прибайкалье.....	42
Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Региональная корреляция метасоматических комплексов зон сочленения Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей и Беломорского подвижного пояса.....	44

Багирбекова О.Д., Джафарова Р.С. Радиогеохронологические исследования пластовых габбро-диабазовых интрузий Шаруро-Джувльфинского антиклинория (Азербайджан)	47
Баданина И.Ю., Малич К.Н. Полихронный возраст цирконов в дунитах Кондерского массива (Алданская провинция, Россия)	49
Бакшеев И.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Нагорная Е.В. Особенности Re-Os датирования мелкодисперсного молибденита кварцевых жил Cu-Mo порфирировых месторождений	52
Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Геохронология и длительность палеопротерозойских плумовых процессов с Pt-Pd и Cu-Ni оруденением на Балтийском щите	55
Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Падерин И.П., Ларионов А.Н. Первые результаты U-Pb датирования магматических пород Шахтаминского Мо-порфирирового месторождения (Восточное Забайкалье)	58
Бибикова Е.В. Ранняя кора Земли: современные подходы к установлению времени формирования и изотопно-геохимической природе	60
Бибикова Е.В., Федотова А.А., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Степанюк Л.М., Шумлянский Л.В., Клаэссон С. Изотопная еохронология архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита	63
Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Предвестник активности позднечетвертичного вулкана Эльбрус – вулкан Палео-Эльбрус (Большой Кавказ): хронология извержений и Sr-Nd изотопная систематика пород	65
Будницкий С.Ю., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Метод измерения изотопов аргона в непрерывном потоке гелия для калий-аргоновой геохронологии	67
Васильев Ю.Р., Гора М.П. Меймечиты: возрастные датировки и геологические наблюдения	69
Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Маслов А.В. U-Pb возраст среднерифейских фосфоритовых конкреций, юрматинская серия Южного Урала	72
Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Анализ, геологическая интерпретация изотопно-геохронологических данных и геодинамические реконструкции покровно-складчатых поясов Сибири	74
Ветрин В.Р., Серов П.А. Длительность формирования и источники вещества посторогенных гранитов северной части Балтийского щита	75
Вишневская И.А., Докукина Г.А., Киселева В.Ю., Писарева Н.И. Возможности изотопной хемотратиграфии в определении времени накопления древних осадочных толщ	78

Волкова М.М., Костицын Ю.А., Бычков Д.А., Борисов М.В., Полквой А.П. Возраст золото-сульфидного рудообразования Шаухохского рудного поля (Северная Осетия, Россия)	81
Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Травин А.В., Андрищенко С.В. Хронология образования девонских вулканитов, силлов и даек в Минусинском прогибе	83
Вотьяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В. Метод химического микрозондового датирования U-Th-содержащих минералов: состояние и перспективы использования.....	86
Вотьяков С.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Лепихина Г.А., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. Аналитический комплекс на базе TIMS Triton Plus и MC SF ICP-MS Neptune Plus в ИГГ УрО РАН как инструмент для решения задач изотопной геологии на Урале	88
Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И., Войтенко Д.Н., Тишин П.А. Возрастные рубежи и Nd-Sr-Pb изотопная систематика палеозойских щелочно-мафитовых интрузивов Кузнецко-Алтайского /региона Южной Сибири	91
Гагиева А.М., Жуланова И.Л. U-Pb изотопная система акцессорных цирконов из среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: геологическая интерпретация геохимической неоднородности.....	94
Ганнибал М. Применение U-He изотопной системы для датирования древних вод: новые возможности метода.....	96
Глебовицкий В.А. Главнейшие рубежи раннедокембрийской геологической истории и их изотопно-геохронологическое обоснование.	99
Глебовицкий В.А., Седова И.С. Расшифровка последовательности метаморфических (и ультарметаморфических) событий в полиметаморфических комплексов с помощью локальных методов (SHRIMP II).....	102
Голубев В.Н., Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Иконникова Т.А., Еремина А.В., Лебедев В.А., Крупская В.В. Время и условия образования месторождений «палеодолинного» типа в Витимском рудном районе: данные изучения ^{16}O – ^{18}O , ^{234}U – ^{238}U , U–Pb и K–Ar изотопных систем.....	105
Голубев В.Н., Чернышев И.В. Уран-свинцовая систематика микрообъемов урановых минералов и геохронология рудообразующих процессов.....	107
Гонгальский Б.И., Тимашков А.Н., Вояковский С.Л. U-Pb результаты датирования цирконов палеопротерозойских интрузивов Удокан-Чинейского рудного района (Россия).....	110
Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Пушкарев Ю.Д. Возможность использования U-Th-Pb и Pb-Pb систем для исследования нафтидов	112

Готтман И.А., Пушкарев Е.В. U-Pb-возраст цирконов из меланократовых амфибол-клинопироксеновых габброидов Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала	115
Гудков А.В., Толстухин И.Н., Каменский И.Л., Скиба В.И., Токарев И.В., Мелехова Г.С. $^3\text{H}-^3\text{He}$ возраст подземных вод: метод и результаты датирования	117
Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н., Бережная Н.Г., Диденко А.Н., Роганов Г.В., Дымович В.А., Пересторонин А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Новые данные о возрасте раннедокембрийских гранитоидов хоюндинского комплекса Батомгского выступа (восточная часть Алдано-Станового щита).....	120
Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Ван К.В., Лепехина Е.Н. Мезоархейские мафические дайки Беломорской эклогитовой провинции (район села Гридино).....	122
Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Ван К.В., Лепехина Е.Н. Датирование жилы высокобарного кислого гранулит, пересекающего эклогитизированную дайку оливинового габбронорита (район села Гридино, Беломорская эклогитовая провинция).....	125
Дриль С.И., Сандиминова Г.П., Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Спиридонов А.М. Изотопные Sm-Nd характеристики комплексов ювенильной коры Монголо-Охотского пояса и роль последней в процессах гранитообразования.....	128
Душин В.А., Ронкин Ю.Л. U-Pb возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Порцелорского блока (Полярный Урал).....	131
Душин В.А., Ронкин Ю.Л., Фролова Е.В. U-Pb возраст, геодинамическая позиция и металлогения гранитоидов Харбейского блока, Полярный Урал	133
Екимова Н.А., Серов П.А., Лобанов К.В. Датирование рудоносных объектов Балтийского щита с использованием сульфидных минералов: новые возможности Sm-Nd метода.....	136
Жамойда А.И. Шкала геологического времени фанерозоя, ее совершенствование, региональные шкалы	139
Зайцева Т.С., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Ивановская Т.А. Кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов и сохранность их изотопных систем.....	141
Зайцева Т.С., Горохов И.М., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. Изотопная систематика разноразмерного глинистого материала: аргиллиты бакеевской свиты (венд, Южный Урал)	144
Зинчук Н.Н. Об изотопно-геохронологических исследованиях кимберлитов Сибирской платформы.....	146
Злобин В.Л., Богина М.М. U-Pb датирование по цирконам метаандезибазальтов сумийского надгоризонта Карельского кратона	148

Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л., Иизука Йо., Ванг К.-Л. U-Pb датирование цирконов методом LA-ИСПМС для реконструкции палеоречной сети на примере изучения аллювия современной Селенги и пра-Манзурски.....	151
Каулина Т.В. Рост циркона в зонах сдвиговых деформаций.....	153
Кирилюк В.П. Стратиграфия и геохронология побужского гранулитогнейсового комплекса (Украинский щит)	155
Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Скопинцев В.Г., Лыхин Д.А. Новые U-Pb (TIMS) геохронологические данные о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса Гарганской глыбы – к дискуссии о палеозойской органике в древних толщах Восточного Саяна.....	158
Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З., Бибикова Е.В., Кирилюк Т.И., Фугзан М.М. Раннебайкальские кристаллические комплексы раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, результаты геохронологических исследований (U-Pb метод по цирконам): геодинамические следствия.....	161
Конилов А.Н., Докукина К.А., Хиллер В.В., Ван К.В., Вирюс А.А., Симакин С.Г., Ларионов А.Н. Локальное изотопное (SHRIMP) и неизотопное (CHIME) датирование метасоматических цирконов из района с. Гридино (Беломорская эклогитовая провинция).....	163
Конилов А.Н., Баянова Т.Б., Докукина К.А. Возраст железистых эклогитоподобных пород из карьера Широкая Салма (Беломорская эклогитовая провинция).....	166
Коржова С.А., Травин А.В., Сокол Э.В., Юдин Д.С. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-датирование плейстоценовых пирогенных пород Кузбасса: методика и геологическая интерпретация	167
Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Лоренц К.А., Норр J., Корочанцев А.В., Trieloff M. ²⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar возраста примитивных ахондритов: SaU 402, Dh 312 и Dh 500	170
Костицын Ю.А. Современные проблемы U-Pb исследований циркона в океанических породах.....	172
Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки.....	175
Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Согласование результатов датирования мезозойских магматических пород Северо-Востока России: U-Pb (SHRIMP), Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar методы.....	178
Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Козаков И.К. Геохронологические исследования полиметаморфических комплексов: методические подходы, возможности и ограничения.....	180

Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Калько И.А. Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка)	181
Крамчанинов А.Ю., Чугаев А.В., Чернышев И.В., Сердюк Н.И. Влияние остаточного газа в камере источника ионов масс-спектрометра MS-ICP-MS NEPTUNE на масс-дискриминацию изотопов Nd.....	184
Крук Н.Н., Валуй Г.А., Голозубов В.В., Травин А.В. Позднемезозойский-раннекайнозойский гранитоидный магматизм Южного Приморья: новые данные Ag-Ag изотопных исследований	187
Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Геохимические особенности, Sr-Nd изотопная систематика и флюидный режим формирования флюоритов месторождения Суран (Южный Урал).....	189
Крымский Р.Ш., Гольцин Н.А., Бушмин С.А., Савва Е.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Информативность Re-Os изотопной систематики золота на примере золоторудных метасоматитов месторождения «Майское», Северная Карелия	192
Крымский Р.Ш., Гольцин Н.А., Капитонов И.Н., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Практические аспекты датирования молибденита Re-Os методом.....	195
Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические исследования.....	198
Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Миллер Э.Л., Удоратина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В., Орлов С.Ю. Детритные цирконы из палеозойских толщ Полярного Урала – новый инструмент для тестирования модели тектонической эволюции региона.....	201
Кушева Ю.В., Латышева И.В., Гаврилов Ю.О. Изотопно-возрастные характеристики и постседиментационные преобразования юрского терригенного комплекса Восточного Кавказа	203
Лапшин С.Ю. Современные изотопные масс-спектрометры для прецизионного анализа благородных газов.....	206
Ларионов А.Н., Тебеньков А.М. Сравнение двух подходов к датированию единичных цирконов: «методика Кобера» и SIMS (на примере гранитоидов фундамента Печорской плиты и криогенийских тиллитов Свальбарда)	207
Ларионов А.Н. О некоторых возможностях и ограничениях U-Pb SIMS анализа.	209
Левский Л.К., Морозова И.М. К интерпретации данных U-Pb метода для цирконов.....	211

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лэйер П., Кононкова Н.Н., Ишиватари, Соколов С.Д. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования ультрамафитов и мафитов Усть-Бельского террейна (центральная Чукотка) и их интерпретация	217
Леснов Ф.П. Геохимия и изотопный возраст цирконов из пород Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин, Россия)	219
Лобиков А.Ф., Левский Л.К. U-Pb геохимия ставролитов: новые методические подходы.....	222
Лохов Д.К., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Этапы фанерозойской активизации Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия) по данным локального изотопного изучения цирконов	225
Лохов К.И., Сергеев С.А. U-Pb и Lu-Hf системы в цирконах из пород разреза Онежской параметрической скважины (Карелия).....	227
Лыхин Д.А., Воронцов А.А. Новые изотопные Sr-Nd характеристики магматических пород и руд Снежного бериллиевого месторождения.....	230
Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. U-Pb возраст и Hf-Nd изотопная систематика карбонатитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Россия)	233
Малов А.И. Оценка химического выветривания горных пород по изотопным данным.....	236
Магомедов Ш.А., Расулов Г.С., Магомедов А.Ш., Чупалаев Ч.М. Датирование магматических образований горного Дагестана	238
Мельников Н.Н. Корректное вычисление возраста и его погрешностей по координатам точки на графике с конкордией.....	241
Морозова И.М., Левский Л.К. К интерпретации данных метода $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	244
Муравьев М.В. Особенности и новые возможности современных мультиколлекторных приборов.....	246
Назарова Д.П., Аносова М.О., Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Костицын Ю.А. Протолит осадков Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса Карельской провинции Балтийского щита: U-Pb изотопное датирование терригенных цирконов и Sm-Nd изотопное исследование осадков.....	247
Наумов Е.А., Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Борисенко А.С., Селтманн Р. Изотопно-геохронологическая характеристика процессов рудоотложения и магматизма на месторождениях золото-сульфидных вкрапленных руд в углеродисто-терригенных толщах юга Западной Сибири и Восточного Казахстана.	250
Недесекова И.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Солошенко Н.Г. Источники вещества, возраст и генетическая связь карбонатитов и дайковых K-ультрабазитов Четласского комплекса (С. Тиман): новые Rb-Sr и Sm-Nd данные	253

Новиков И.А., Грибоедова И.Г. Формирование оптического паттерна катодоллюминесценции монокристаллических зерен.....	255
Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Дмитриева Н.В., Ларионов А.Н. Осадочные и вулканогенно-осадочные серии позднего неопротерозоя рифтогенных структур юго-западной окраины Сибирского кратона: данные о составе, возрасте, условиях образования и особенностях металлогении.....	257
Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. Определение U-Pb и Pb-Pb возраста осадочных и метасоматических карбонатных пород докембрия.....	260
Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М. U-Pb систематика рифейских магнетитов саткинской свиты, Южный Урал.....	262
Орлова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Костицын Ю.А. Проблема оценки возраста кристаллизации цирконов эндревит-гранулитовой ассоциации Северного Прибайкалья.....	265
Певзнер М.М. Пространственно-временные закономерности вулканической активности Срединного хребта Камчатки в голоцене.....	268
Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Хемостратиграфия и проблема возраста котерской и уакитской серий, поздний докембрий (?) внутренних районов Байкальской горной области.....	270
Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Сахно В.Г. Разновременность формирования различных сегментов ОЧВП (по данным Ag-Ag и SHRIMP U-Pb изотопного датирования): результат движения литосферных плит.....	273
Пономарчук Ан.В., Сорокин А.А., Травин А.В., Пономарчук В.А. Два этапа рудообразования на золото-полиметаллическом месторождении березитовое западной части Селенгино-станового супертеррейна: результаты Ag/Ag геохронологических исследований.....	276
Попов В.К., Будницкий С.Ю. Использование методов изотопной геохронологии для решения геoarхеологических задач (на примере Дальнего Востока России).....	278
Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb датирование гранитов и метасоматитов Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал).....	281
Пухтель И.С. ^{190}Pt - ^{186}Os и ^{187}Re - ^{187}Os изотопные системы в геохимии и космохимии.....	284
Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. К проблеме возраста псевдолейцитовых тьлаитов Платиноносного пояса Урала: K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb SHRIMP-II изотопные ограничения.....	287
Пушкарев Ю.Д. Основы интерпретации результатов, получаемых методами ступенчатых возрастных спектров: роль Л.Л. Шанина в их разработке.....	289

Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И. Реликтовые минералы мантийных протолитов в магматических породах по результатам изотопного датирования самородных платиноидов и цирконов Re-Os и U-Pb методами.....	292
Пушкарев Ю.Д., Старченко С.В. Термохронология палеомагнетизма.....	295
Рассказов С.В., Брандт С.С., Чувашова И.С. Фракционирование изотопов аргона в объемно-вспененных позднекайнозойских низкокалиевых андезибазальтах и современных высококалиевых трахитах	296
Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С. Систематика молодых базальтов Саян и Хангая по неравновесной серии ²³⁸ U: выявление контроля плавления мантии накоплением и стаиванием ледников	299
Рафиков Я.М. Схема магматизма Чаткало-Кураминской активной окраины	302
Ризванова Н.Г., Левицкий В.И., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Гусева В.Ф.¹, Васильева И.М.¹, Левский Л.К.¹ Геохронология метаморфических процессов (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона)	304
Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Лепихина О.П., Солошенко Н.Г. Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика апатит-флогопитовых клинопироксенитов дунитового «ядра» Кондерского массива (Алданский щит).....	306
Ронкин Ю.Л., Мурзин В.В., Варламов Д.А., Шанина С.Н., Лепихина О.П. Sm-Nd систематика и флюидный режим образования родингитов альпинотипных гипербазитов Карабашского массива, Южный Урал	309
Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Шевченко В.П., Лепихина О.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко Н.В. Геохимическая и Sm-Nd изотопная систематика донных осадков Белого моря.....	312
Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. К проблеме датирования типового разреза рифея Южного Урала методами изотопной геологии.....	314
Ронкин Ю.Л., Стрелецкая М.В., Молошаг В.П., Нохрина Д.А., Лепихина О.П., Вотяков С.Л. Изотопы свинца и Pb-Pb модельный возраст галенитов Тамуньерского золоторудного месторождения: первые TL _N MC ICP-MS данные	317
Рыборак М.В., Саватенков В.М., Альбеков А.Ю. Данные Sm-Nd изотопии позднеархейской коматиит-толеитовой ассоциации Лыговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА.....	320
Савичев А.А. Хронология и генезис Патомского кратера (Восточная Сибирь).....	322
Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. U-Pb геохронология магматических пород – обзор методов и подходов	325

Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ипатъева И.С. U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования внутриплитных базитов: проблемы датирования и пути их решения	326
Сайдиганиев С.С., Ахунджанов Р., Зенкова С.О., Каримова Ф.Б. Изотопная геохронология ультрабазит-базитовых рудно-магматических систем Узбекистана	329
Севостьянов А.Ю., Скиба В.И., Каменский И.Л., Толстухин И.Н., Ветрин В.Р. Происхождение изотопов гелия в минералах и проблемы датирования U-Th-He методом.....	332
Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г., Мельник А.Е. Закономерности геохимии эцлогитовых цирконов как основа при выделении этапов высокобарического метаморфизма (на примере эцлогитов Беломорского подвижного пояса).....	334
Слабунов А.И., Бережная Н.Г., Король Н.Е., Сибелев О.С., Володичев О.И. Неоархейский онежский гранулитовый комплекс Карельского кратона: особенности состава и новые данные изотопного датирования цирконов	336
Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники цирконов в палеозойских терригенных отложениях Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований	339
Сомин М.Л., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Потапенко Ю.Я., Камзолкин В.А. Породы венда и нижнего палеозоя на Большом Кавказе: данные цирконологии	341
Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Ларин А.М., Травин А.В. Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганского поля (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar геохронологические и геохимические данные	344
Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Котов А.Б., Крылов Д.П., Сальникова Е.Б. Методика интерпретации результатов геохронологических исследований детритовых цирконов.....	347
Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И. Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий	350
Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Капитонов И.Н., Бережная Н.Г. Архейские магматические и метаморфические события в формировании коры юго-запада Сибирского кратона	353

Удуратина О.В., Кузнецов Н.Б., Андреичев В.Л., Посохов В.Ф. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Собского массива (Полярный Урал)	356
Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Изотопно-геохимические особенности платиноносных интрузий Мончегорского рудного района (Кольский полуостров, Россия)	358
Чернышев И.В., Баранова А.Н., Голубев В.Н., Чугаев А.В. Изотопный состав природного урана	361
Чернышев И.В., Чугаев А.В., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Баирова Э.Д., Еремина А.В. Возраст и источники магматизма и золоторудной минерализации Дарасунского рудного поля, Восточное Забайкалье (Россия): данные Rb-Sr, K-Ar и Pb-Pb (MC-ICP-MS) методов	364
Чугаев А.В., Чернышев И.В., Иконникова Т.А., Крамчанинов А.Ю. Контрастный изотопный состав Pb золоторудной минерализации на границе Байкало-Патомского и Байкало-Муйского складчатых поясов Забайкалья (Россия)	366
Чугаев А.В., Чернышев И.В., Киселева Г.Д., Коваленкер В.А., Прокофьев В.Ю. Гетерогенность источников Pb месторождений Кличкино-Дарасунской и Шахтаминской рудно-формационных зон Восточного Забайкалья (Россия)	369
Шагалов Е.С., Холоднов В.В. U-Pb датирование цирконов Медведевского массива: возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий Южного Урала	371
Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Корнеев С.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Геохронометрические изотопные системы с радиогенным ^4He в самородных металлах: новый, ^{190}Pt - ^4He метод изотопной геохронологии	374
Юдин Д.С., Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Травин А.В., Жимулев Е.И., Коржова С.А. Механизм диффузии аргона в биотите в условиях высоких температур и давлений.	377
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Влияние метаморфизма гранулитовой фации на изотопные характеристики стронция в плагиоклазах	380
Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А., Козловский А.М. Геологические, геохронологические и изотопно-геохимические параметры эволюции Южно-Хангайской горячей точки мантии	383

High precision U-Pb dating analyses with the CAMECA IMS 1280-HR

Peres P., Fernandes F., Schuhmacher M., Danilov R.

129 Quai des Grésillons, 92622 Gennevilliers Cedex, France

SIMS is a powerful microanalytical technique that provides direct in situ measurement of elemental and isotopic composition in selected μm -size areas of the sample. The CAMECA IMS 1280-HR is a ultra high sensitivity ion microprobe that delivers unequalled analytical performance for a wide range of SIMS applications (isotope ratio measurements [1,2], analyses of trace elements [3,4]).

In particular, this tool has been extensively used for geochronology applications (U-Pb dating in Zircon) [5, 6] as it provides isotope measurements at high sensitivity. The instrumental design has been optimized for this application [7]: high transmission at high mass resolution mass spectrometer, high density O^-/O_2^- primary beam spots, combined with oxygen flooding technique for improved sensitivity and highly reproducible analytical conditions.

For achieving high precision results, it is also mandatory to guarantee excellent stability over long time analyses. In recent years, the high level of automation of the CAMECA IMS 1280-HR, in particular the introduction of automated routines for a precise control of all relevant parameters before each analysis, has led to a dramatic improvement in external reproducibility for isotope ratio measurements [1,2,7].

A campaign of U-Pb analyses was carried on during 98hours (>4 days) for a total of 334 spots both on unknown and standard 91500 Zircon grains (259 and 75 analyses, respectively). The duration of each analysis was ~ 14 minutes. Measurements were performed during five analysis sessions, each one consisting of an automated, unattended sequence of analysis on user-selected positions. All data obtained on the standard grains fit into a unique calibration curve (Pb/U vs. UO_2/U using power law parameters). A Concordia age of 1067.4 ± 3.7 Ma (95% confidence, decay-const. errs included) was obtained for the total of 75 standard analyses.

[1] F.Z. Page *et al.*, *Ame. Min.* 92 (2007) 1772

[2] A.A. Nemchin *et al.*, *Nature* 454 (2008) 92

[3] G. Srinivasan *et al.*, *Science* 317 (2007) 345

[4] E.B. Watson *et al.*, *Science* 308 (2005) 841

[5] E. Deloule *et al.*, *Geochim. Cosmochim. Acta* 65 (2001), 1833

[6] J. P. Platt *et al.*, *EPSL* 71 (1999) 571

[7] M. Schuhmacher *et al.*, *Proceedings of the Fourteenth International Conference SIMS XIV (2003)* 878-882

Electron Microprobe Analysis at High Spatial Resolution with a Field Emitter. Applications in Geochronology.

Danilov R. (roman.danilov@ametek.com), Houssou A. (alexandre.houssou@ametek.com), Outrequin M. (michel.outrequin@ametek.com) CAMECA, 29 quai des Grésillons, 92622 Gennevilliers Cedex, France

XRay microanalysis by EPMA has in recent years evolved in three main directions which each provide special challenges for both analysis protocol and hardware design.

First, with improved hardware and analysis techniques it has become possible in many cases to reach some 10's ppm detection limits at high spatial resolution using LaB₆ sources. Analytical challenges of this type can be met only with high spectrometer reproducibility, excellent Peak to Background ratio high energy resolution and electron columns capable of providing 100's nA beam current closely regulated for several minutes collection time.

Second, the entry of EPMA as an accepted metrology technique in-fab in the semiconductor industry for quantification of thin films and implants has required the development of a specialized Low Energy XRay Emission Spectrometry (LEXES) involving absorption and emission models for many <5kV XRay lines not normally used for quantitative microanalysis. However, due to the extremely low concentrations of some of the target species, EPMA instruments of this type operate at 10's μ A of current and beam diameters >10 μ m.

Third, there has been considerable interest in extending EPMA capabilities to ever-smaller activation volumes by using a field emission (FE) source, many of which can provide beam diameters <100nm also at low accelerating voltage. Effective use of such beam diameters for proper quantitative microanalysis requires improvements both to the hardware and to the quantification program itself. Further, an effective general purpose FE-EPMA must also be able to operate at more conventional column conditions and high current modes in order to meet low detection limits as described in the first section above.

Examples acquired in the Geochronology field with the CAMECA SX Five FE instrument will be discussed.

Developments in the SHRIMP Secondary Ion Microprobe

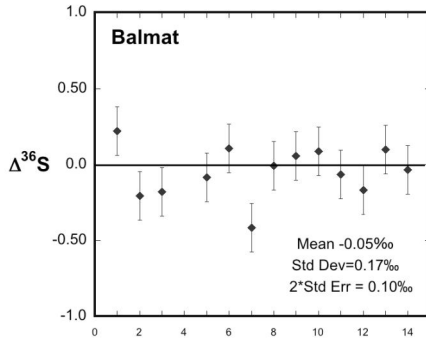
Roberts E.

*Australian Scientific Instruments Pty Ltd., Fyshwick, Australia,
www.asi-pl.com.au, ed.roberts@asi-pl.com.au*

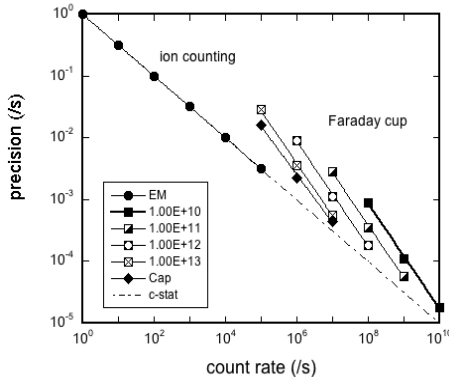
Since the first SHRIMP (Sensitive, High Resolution Ion Microprobe) was built at the Australian National University (ANU) in the 1980s by Professor Bill Compston and Dr Steve Clement, there has been an ongoing development in the

capabilities of these superb instruments. This was followed by SHRIMP II, the reverse geometry SHRIMP RG and most recently the stable isotope SHRIMP SI.

The All Russian Geological Research Institute (VSEGEI) in St Petersburg currently possesses the only SHRIMP in Russia, a SHRIMP Ile with a multi-collector. This highly productive machine, installed in 2003, is capable of simultaneous analysis of lead isotopes, and can run in positive or negative ion modes, so that negative ion stable isotope measurements of sulphur and oxygen can be made. This machine was the first commercial SHRIMP with such a multi-collector. Other SHRIMP II instruments are in Spain, Japan (2), China (2), South Korea, Canada, Brazil, Australia (3) as well as a SHRIMP RG at Stanford in the US.



$\Delta^{36}\text{S}$ Measurements of Balmat pyrite standard on SHRIMP SI.



While the SHRIMP Ile is capable of high precision stable isotope analysis, on topographically demanding samples and thin sections, the SHRIMP SI was developed by Professor Trevor Ireland for the ultimate in demanding stable isotope analysis, on samples from the Hayabusa asteroid sample return mission. This instrument features a drier and higher sample chamber vacuum and enhanced ion

optical design, coupled with a new multicollector design and associated very high sensitivity iFlex capacitance mode electrometers.

This powerful combination of design features has resulted in excellent results in the recently commissioned SHRIMP SI at the ANU, which will be described in the talk. SHRIMP SI has demonstrated isotope fractionation measurements in both O and S to ± 0.2 ‰ (2 standard deviations) for an analytical session.

The commercial version of the SHRIMP SI, SHRIMP IV, will be described. SHRIMP IV combines the dual polarity flexibility of the SHRIMP II, with the innovative design features of SHRIMP SI. Key among these features is the use of capacitance mode electrometers, allowing all four sulphur isotopes to be measured with Faraday cups, to provide significantly enhanced performance, at lower running costs, than the alternative approach of mixing Faraday cups with electron multipliers. Examples of such sulphur analyses will be discussed.

Ability of charge mode iFlex electrometers to fill in the problematic gap between conventional resistive feedback electrometers below about 1 MHz, and electron multipliers above 50 kHz, thereby allowing 4-Faraday Cup sulphur isotope measurements.

The oldest magmatism of the Urals

**Ronkin Y.L.¹, Sindern S.², Stepanov A.I.¹, Korinevsky³,
Maslov A.V.¹**

¹*Inst. Geol. & Geochem. of Russ. Acad. of Sci., Yekaterinburg, Russia;* ²*Inst. of Min. & Econ. Geol. RWTH University, Aachen, Germany;* ³*Inst. of Min. of Russ. Acad. of Sci., Miass, Russia*

Many aspects related to the early history of the planet are still far from being solved. Such situation is also characteristic of the Uralian folded belt. The formation of the crust in this region spanned a long period comprising the Archean-Early Proterozoic, Late Proterozoic, Paleozoic, and post-Paleozoic stages [Ivanov et al., 1975; Puchkov, 2002; Gee and Pease, 2004]. In recent years, considerable progress has been achieved in reconstruction of the major features of the last three stages in the folded belt evolution mainly due to the active introduction of advanced methods of isotope geology based on sophisticated analytical equipment into geological studies. Until recently the unique 3.5 Ga U-Pb SHRIMP dating was known in the Urals [Ronkin, et al., 2007]. The zircons with the 3.5 Ga age have been found in rocks of the Taratash metamorphic complex (fig1, a, pos. 1) In general, the currently available geochronological data suggest that the complex underwent a polyphase and prolonged tectono-metamorphic history between ca. 3500 and 1200 Ma. In the Palaeozoic, the Taratash complex was exhumed and thrust towards the west over Devonian and Proterozoic strata of the Bashkirian Anticline during the

Uralian orogeny [Alekseyev, 1984; Malakhova et al., 1978]. However, the Uralian deformation, which is observed in the Bashkirian anticline [Brown et al., 2001; Hetzel, 1999; Puchkov, 2002], is not recorded in isotope geochronometers in the Taratash complex [Sindern et al., 2005]. The same is true for the structural or metamorphic expressions of the Timanian orogeny between 850 and 560 Ma [Beckholmen and Glodny, 2004; Gee and Pease, 2004; Glasmacher et al., 1999, 2001, 2004; Puchkov, 1997; Willner et al., 2003].

In the present work it was studied U-Pb LA ICP-MS zircon systematics separated from plagioclase-olivine clinopyroxenites (local name is «izrandite») located within Uraltau zone fig. 1 [Ovchinnikov and Dunaev, 1967; Korinevsky and Kotlyarov, 2009].

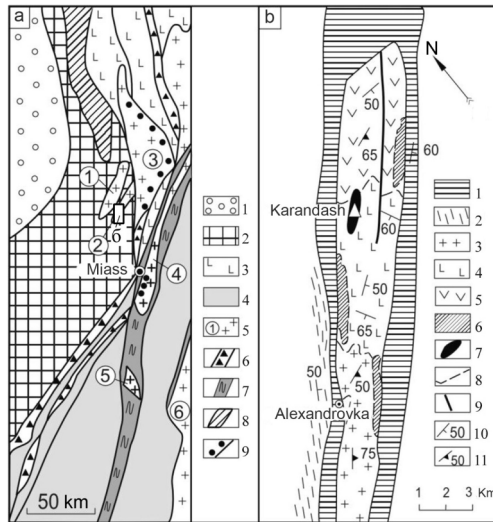


Fig. 1. Position of the oldest rocks in structure of Southern Urals Mountains.

a: Fragment of the scheme of Southern Urals Mountains: 1 – Preuralian foredeep; 2 – Bashkir-Uraltau uplift; 3 – Tagil zone; 4 – Magnitogorsk zone; 5 – gneiss migmatite complexes. Numerals into circles: 1 – Taratash, 2 – Alexandrov, 3 – Ufaley, 4 – Sysert-Ilmenogor, 5 – Larin, 6 – Chelyabin-Suunduk; 6 – serpentine melange zones; 7 – zones contortion; 8 – Nyazepetrov allochthon; 9 – complexes and zones of HP metamorphism.

Location of izrandites in Aleksandrov complex: 1 – Satka suite carbonate rocks (R_3); 2 – phyllites, slates, sandstones and gravelites of Ai suite (R_3); 3-7 – the Aleksandrov complex (PR_{1-2}): 3 – granite gneisses; 4 – Pl amphibolites; 5 – plagiogneisses, gedrites, amphibolites, quartzites; 6 – apogabbro amphibolites; 7 – izrandites and methaizrandites; 8 – geological boundaries; 9 – tectonic boundaries; 10, 11 – elements of bedding, foliations, schistosity.

Unusual mineral composition (mainly titan-augite and olivine), high density, fresh appearance, bedding among metamorphic rocks (amphibolites) as isolated formations all this peculiarities were ground for separation this rock in particular

variety of magmatic rocks. The analysis of mineralogical features of the zircons (CL, BSE) from the izrandites allows allocating at least three groups. Similar conclusions follow from the analysis of the U vs. Th plots. The age parameters of the zircons also confirm their polygene nature and in the positions of data points in the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{205}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ plot correspond to the several age clusters. The lower intercept of discordia with concordia corresponds to the value of 2.018 ± 0.032 Ga, whereas the upper intercept with the regression line corresponds to 3.512 ± 0.038 Ga. Other figurative points are located in 0.4-0.53 Ga age intervals (by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios).

The second find of the Archean zircons not only in metamorphic rocks [Ronkin, et al., 2007] but in magmatic rocks confirms long and complicate evolution of the Urals folded belt at least in Southern Urals mountains area.

Work is supported by the integration project grant of the basic researches which are carried out in the Urals branch of the Russian Academy of Sciences, on a theme «Lower Precambrian of the Urals Mountains: geochemistry of trace elements, isotope geochemistry, age, genesis, a tectonic position in structure of Uralides, paleogeodynamics evolution» 12-И-5-2022.

References

- Alekseyev A.A. Riphean and Vendian magmatism in the southern Urals. Nauka, Moscow, 1984. 1-136 p.
- Beckholmen M., Glodny J. The Neoproterozoic Orogen of Eastern Baltica: Geological Society Memoirs 30, London, 2004. pp. 125-134.
- Brown D. et al. Tectonics 20, 2001. pp. 364-375.
- Gee D.G., Pease V., The Neoproterozoic Orogen of Eastern Baltica: Geological Society Memoirs 30, London, 2004. pp. 1-3.
- Glasmacher U.A. et al. International Journal of Earth Sciences 93, 2004. pp. 921-944.
- Glasmacher U.A. et al. Geologische Rundschau 87, 1999. pp. 515-525.
- Glasmacher U.A. et al. Precambrian Research 110, 2001. pp. 185-213.
- Hetzel R. Geologische Rundschau 87, 1999. pp. 577-588.
- Ivanov S.N., et al. Am. J. Sci. 254A, 1975. pp. 107-136.
- Korinevsky S. G, Kotlyarov V. A. // Lithosphere. N 4. 2009. pp. 27-41.
- Malakhova N.P. et al. Year book of the Institute of Geology and Geochemistry Sverdlovsk, 25, 1978. pp. 26.
- Ovchinnikov L.N., Dunaev V.A. In book: Questions of dating of oldest geological formation and basic rocks. Nauka 1967 pp. 16-18.
- Puchkov V., Mountain Building in the Urals - Pangea to the present. : Geophysical Monograph, 132. American Geophysical Union, 2002. pp. 9-32.
- Puchkov V.N. Orogeny through time: Geological Society Special Publication, 1997. pp. 201-196.
- Ronkin Yu.L. et al. Doklady Earth Sciences 415A, 2007. pp. 860-865.
- Sindern S. et al. International Journal of Earth Sciences 94, 200. pp. 319-335.
- Willner A.P. et al. Precambrian Research 124, 2003. pp. 1-20.

Возраст палингенно-анатектоидных гранитоидов древнестанового комплекса Станового террейна

Агафоненко С.Г.

ОАО «Амургеология», Благовещенск; agafonenko@amurgeo.ru

В состав древнестанового гнейсоплагиогранитового комплекса, выделенного в 1935 г. Д.С. Коржинским, традиционно включаются гнейсовидные плагиограниты, низкощелочные граниты, граниты, редко субщелочные граниты, гранодиориты и лейкограниты. Гранитоиды комплекса широко распространены в пределах Станового террейна, где тесно сопряжены со стратифицируемыми образованиями Станового комплекса, прогрессивно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Общеизвестным является факт гранитизации метаморфитов гранитоидами древнестанового комплекса, а также считается, что формирование последних связано с завершающими стадиями метаморфизма амфиболитовой фации.

Ранее в результате проведения преимущественно тематических и научно-исследовательских работ сформировалась точка зрения об отсутствии гранитизации древнестановыми гранитоидами метаморфитов гиллойского комплекса, относимых к позднему архею и прогрессивно метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации. Вместе с тем, это противоречит имеющемуся фактическому материалу. При выделении гиллойского комплекса М.Н. Афанасовым в 1968 г. было установлено одновременное проявление гранитизации в породах станового и гиллойского комплексов. Вместе с тем породы этих комплексов гранитизированы в различной степени, что вызвано специфическими особенностями их состава и структурного положения. Таким образом, по геологическим данным гранитоиды древнестанового комплекса являются более молодыми и по отношению к метаморфитам и гиллойского комплекса.

В начале XXI века появились первые данные изотопного датирования возраста гранитоидов древнестанового комплекса, выполненные прецензионными методами. В 2004 г. были опубликованы результаты U-Pb датирования по цирконам плагиогранитов бассейна р. Бол. Могот, правого притока среднего течения р. Зея (лист N-52-XIV). Были продатированы породы якобы двух комплексов: древнестанового плагиогранитового и эндербитового, относившегося к алданскому уровню раннего архея. Возраст пород составил 2833 ± 15 и 2828 ± 34 млн. лет, соответственно (Ларин, 2004).

При проведении геологического доизучения площадей масштаба 1:200000 автором методом SHRIMP-2 по циркону был определен возраст плагиогранитов водораздела Ульдегит-Камрай (лист N-52-XIV). Результаты

датирования составили: 2843 ± 11 при значении СКВО 1.5 (обр. 706-2) и 2832 ± 14 млн. лет при значении СКВО 0.16 (обр. 706-3).

На основании вышеизложенного, возраст гранитоидов древнестанового комплекса, а также метаморфических образований станового комплекса следует считать позднеархейским. В официально утвержденных в настоящее время схемах стратиграфии и магматизма докембрия Дальнего Востока указанные комплексы пород относятся к становому уровню раннего архея.

Параллельно с датированием было произведено изучение элементного состава плагигранитов древнестанового комплекса. Характер распределения РЗЭ позволяет отнести породы к продуктам гранитизации пород протолита. Степень дифференциации РЗЭ варьирует в широких пределах, $(La/Yb)_n = 8-155$, $Eu/Eu^* = 0.55-2.71$ и устанавливается появление положительной аномалии с увеличением степени дифференциации. Анализ трендов распределения РЗЭ обнаруживает относительное сходство в распределении легких РЗЭ $((La/Sm)_n = 4.04-10.67)$ и значительное разнообразие графиков в области тяжелых элементов. Различия в распределении тяжелых РЗЭ проявляются в их уровнях и характере распределения в целом $((Gd/Lu)_n = 6.46-22.46)$, $(La/Lu)_n = 38-176)$. Высокие содержания LREE могут быть связаны с их привнесением наряду с кремнеземом и щелочами в процессе гранитизации. HREE из пород могли последовательно выноситься в связи с замещением роговой обманки и пироксенов, в случае их присутствия, биотитом и постепенном сокращении содержания последнего в процессе гранитизации. Значительные изменения значений геохимических коэффициентов объясняется неравномерностью переработки субстрата в процессе гранитизации.

Разброс значений коэффициентов Rb/Sr (0.05-1.62) и Ni/Co (0.49-6.58) и низкие (0.11-0.17) Sm/Nd соотношения являются косвенным подтверждением участия в формировании гранитоидов комплекса вещества различных глубинных уровней земной коры и мантии.

Литература

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии. // Петрология, 2004, т. 12, №3. С. 245–263.

U-Pb датирование и геохимия циркона и сфена: эксперименты по высокотемпературной химической абразии (CA-SHRIMP) и приложение к реконструкции эволюции гранитоидных магм

Акинин В.В.¹, Готтлиб Э.²

¹*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан;*

²*Стэнфордский университет, США*

Циркон и сфен являются важным источником информации о генезисе разнообразных горных пород. Широкое распространение этих минералов в гранитоидах и кислых вулканических породах определяет актуальность их изучения для реконструкции источников зарождения и эволюции кислых коровых магм. Циркон имеет очень низкий коэффициент диффузии, исключительно устойчив и отдельные домены его кристаллов «выживают» даже при процессах высокотемпературного метаморфизма и анатексиса. Сфен может встречаться в значительно большем количестве в гранитах и выступать уже как породообразующий минерал, его изотопно-геохимическое исследование вместе с цирконом может быть мощным инструментом в исследовании относительно долгоживущих и сложных кислых магматических систем. С помощью локальных методов исследований (ID-TIMS, SHRIMP, LAM-ICP-MS) вместе с определением возраста, можно исследовать геохимию широкого круга примесных элементов в минералах-геохронометрах, таким образом, через коэффициенты распределения, предметно обсуждать баланс примесных элементов в расплаве на момент кристаллизации.

Наиболее прецизионные U-Pb датировки циркона получают методом химической абразии и термоионизационной масс-спектрометрии (CA-TIMS), разработанным Дж. Маттинсоном (Mattinson, 2003, 2005). В этом методе комбинируется высокотемпературный (800-100°C) отжиг и мультстадийное частичное растворение или выщелачивание, с целью удаления доменов кристалла с метамиктными радиационными нарушениями. Мы применили похожие процедуры перед SHRIMP-RG датированием циркона из меловых гранитоидов и мигматитов Велиткенайского массива на арктической Чукотке. Кроме циркона, из пород массива датирован сфен, в обоих минералах вместе с $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ возрастом измерены концентрации 35 примесных элементов (массы от $^7\text{Li}^+$ до $^{238}\text{U}^{16}\text{O}^+$). В экспериментальном образце 4600gm с возрастом 102.6 ± 1 млн. лет (СКВО=1.9, $p=0.05$) измерения проведены на трех фракциях циркона по 10 кристаллов в каждой: (1) исходные необработанные кристаллы; (2) прогретые в платиновых тиглях в течение 4 часов при $T=100$ °C в растворе $\text{HF}+\text{HNO}_3$; (3) прогретые в

течение 4 часов при $T=170\text{ }^{\circ}\text{C}$ в растворе $\text{HF}+\text{HNO}_3$. Выявлено, что для случая (2) наблюдаются выдержанные даты для индивидуальных кристаллов и наиболее удовлетворительная статистика для средневзвешенных U-Pb дат (102.7 ± 0.5 млн. лет, СКВО=0.6, $p=0.7$). В случае (3) вместе с резорбцией кристаллов вдоль осцилляционных зон наблюдается начало нарушения изотопной системы, которое выражается в тонкой потере радиогенного свинца и существенном разбросе индивидуальных дат (средневзвешенный возраст 98.6 ± 2.3 млн. лет, СКВО=21, $p<0.001$), выявлено начало выщелачивания REE, Y и Th (суммREE= 360-2300 мгк/г для случая 1, суммREE= 115-1600 мгк/г для случая 3). Таким образом, условия химической абразии для случая (3) являются критическими, а для случая (2) оптимальными для CA-SHRIMP анализа.

В пятнадцати датированных образцах гранитоидов и мигматитов двухфазного Велиткенайского массива $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 162 кристаллов циркона варьирует от 106 до 100 млн. лет, а возраст 28 кристаллов сфена от 94 ± 1 млн. лет (СКВО=2, $p=0.15$) до 99 ± 1 млн. лет (СКВО=0.8, $p=0.4$). Более молодые даты в сфене обусловлены отчасти дискордантностью некоторых дат, не исключено что они будут скорректированы после независимого определения изотопного состава свинца в ортоклазе.

Экстремально высокие измеренные концентрации MREE в сфене (Nd, Sm, Eu, Gd = 3000-7000 мгк/г для каждого элемента) и высокие (>1000) коэффициенты распределения сфен-расплав демонстрируют, что кристаллизация минерала может приводить к значительному деплетированию этими компонентами гранитного расплава, в конечном итоге может уравнивать эффект фракционирования полевых шпатов на Eu аномалию. Расчетная температура насыщения расплава цирконием в изученном гранитном массиве составила 677 ± 66 , а температура кристаллизации циркона по геотермометру «Ti-в цирконе» (Ferry and Watson, 2007) варьирует от 925°C до 640°C , что возможно отражает довольно широкий интервал кристаллизации этого геохронометра и позволяет выделять среди популяций антекристы и автокристы. Сфен, напротив, демонстрирует довольно узкий интервал кристаллизации на поздних стадиях эволюции при $T=690-707^{\circ}\text{C}$, что следует из расчетов по геотермометру «Zr-в сфене» (Hayden et al., 2008) при принятой активности SiO_2 и TiO_2 в расплаве 1 и 0.5, соответственно. В сравнительном плане рассмотрены изотопно-геохимические данные по цирконам из пространственно ассоциирующих с гранитами кислых вулканитов.

Исследования поддержаны грантом ДВО-СРДФ (RUG1-2994-МА-11) и РФФИ.

Литература

- Ferry J.M., and Watson E.B. // Contrib Mineral Petrol, 2007.
Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A. // Contrib Mineral Petrol, 2008.
Mattinson J.M. // Chemical Geology, 2005.

⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст Анюйских вулканов, Арктическая Чукотка.

Акинин В.В.¹, Калверт Э.²

¹СВКНИИ ДВО РАН, Магадан; ²USGS, Менло-Парк, США

Анюйские вулканы, впервые описанные Е.К. Устиевым (Устиев, 1961) и расположенные в центральной части арктической Чукотки интересны тем, что представляют, по предварительным оценкам, одни из самых молодых внутриконтинентальных извержений не только на территории Чукотки, Магаданской области и Якутии, но и на всем обрамлении Арктического океана. Точная оценка возраста извержений и реконструкция пространственно-временной эволюции в районе расположения этих вулканов исключительно важна для целей прогноза новых извержений, вулcano- и сейсмоопасности территории (в регионе находится действующая Билибинская атомная станция). Вулканы расположены в центральной асейсмической части Североамериканской плиты, в районе примечательной шовной Южно-Анюйской зоны. Судя по результатам геофизического профиля 2 ДВ, мощность земной коры здесь составляет 40-45 км, для нижней коры и Мохо характерны невыраженные рефлекторы, окна акустической прозрачности и повышенной электрической проводимости.

Неовулканические проявления в бассейне р. Б.Анюй включают собственно Анюйский вулкан в долине р. Монни (конус и лавовый поток протяженностью около 53 км и общим объемом лав около 3.5 куб. км), Алучинский лавовый поток (протяженностью около 70 км с оцененным объемом лав около 7.7 куб. км) и небольшой вулкан Билибина. Эти вулканы сложены субщелочными оливиновыми андезибазальтами и базальтами, отличаются от всех остальных позднеогеновых вулканических проявлений на Северо-Востоке России (без Камчатки) кварц-нормативным составом. Температура кристаллизации наиболее магнезиальных (Fo₈₁) фенокристов оливина в базальтах оценивается в 1230-1250°C, а глубина сегрегации расплава не превышает 33-40 км (геотермометры: Putirka, 2008), что согласуется с фракционированным, непримитивным составом базальтов (Mg# <0.53-0.57).

Лавовый поток в долине р. Монни до сих пор остается незалесенным, на этом основании возраст вулканов оценивался в 300-500 лет (Устиев, 1961). Первые наши попытки определить изотопный возраст вулканов К-Аг и стандартным Аг-Аг методом по валу успеха не принесли – низкое количество радиогенного аргона и калия в породах приводили к «нулевым» значениям дат с учетом ошибки определений, что подтверждало потенциальный голоценовый возраст извержений (К-Аг определения делались в СВКНИИ ДВО РАН, а Аг-Аг – в Геофизическом институте Фэрбенкса, США, (П.Лайер, перс. сообщение).

Недавно опубликованные К-Аг датировки лав вулканов – около 250 тыс. лет по (Певзнер и др., 2011) также вызывали сомнения по ряду причин.

Для точного определения возраста мы подготовили четыре образца лав (электромагнитная фракция раскристаллизованной основной массы) и провели $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование в специализированной лаборатории Геологической службы США, которая ведет многолетние исследования по датированию действующих вулканов Аляски и Кордильер. Облучение образцов проведено в реакторе TRIGA (Денвер, США) вместе с монитором TCR-2 (санидин риолитов Тейлор Крик). Измерения выполнены на масс-спектрометре MAP-216, имеющем очень высокочувствительный источник низкого разрешения (~80). Разрешение и бланк

контролировались анализом атмосферного аргона, для которого получен $D1\text{amu}=1.007504 \pm 0.000279$.

Для трех образцов из кратера Анюйского вулкана и отходящего от него потока в р. Мони $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плитный возраст составил от 12.9 ± 3.4 тыс. лет (85.4% выхода ^{39}Ar , СКВО=0.5, $J = 3.722\text{E-}4 \pm 7.44\text{E-}07$) до 42.7 ± 2.4 тыс. лет (48.7% выхода ^{39}Ar , СКВО=0.6) с близкими значениями изохронного и возраста полного плавления. Для северного окончания Алучинского потока, расположенного в 65 км южнее Анюйского вулкана получена достаточно надежные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные с возрастом плато 277.3 ± 2.1 тыс. лет (100% выход ^{39}Ar , СКВО= 1.5), при возрасте по обратной изохроне в 277.3 ± 5.2 тыс. лет (СКВО=1.7; $J = 3.6118\text{E-}4 \pm 7.223\text{E-}07$) с отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_f = 295.5 \pm 3.5$. Эта дата довольно хорошо коррелирует с возрастом вулкана Балаган-Тас в Момской впадине (Лайер и др., 1993), оба извержения мы связываем с новейшими событиями в Арктике.

Таким образом, впервые надежно устанавливается более древнее извержение Алучинского вулкана (средний плейстоцен), и относительно молодое – Анюйского вулкана (голоцен), что не исключает возобновления извержений в регионе. В сравнительном плане рассмотрены новые результаты прецизионного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования новейшего вулканизма из других проявлений на Северо-Востоке Азии.

Исследования выполнены в рамках работ 2011 г. по Программе Президиума РАН № 16.

Литература

Лайер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. // Доклады Академии Наук. 1993. Т. 329, N 5, С. 621-624.

Певзнер М.М., Герцев Д.О., Романенко Ф.А., Куцева Ю.В. // Докл Академии Наук, 2011. Т. 438, N. 4, С. 497-499.

Устиев Е.К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М: Госгеолтехиздат, 1961. 123с.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems: Minerals, inclusions and volcanic processes // Review Mineral Geochem, 2008. V. 69, P. 61-120.

U-Pb SIMS датировка глин Московского яруса (ВЕП)

Алексеев А.С.¹, Ларионов А.Н.², Горева Н.В.³,
Толмачева Т.Ю.²

¹МГУ, Москва, ²ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург,
³ГИН РАН, Москва

Изотопное датирование стратотипов, является основой для разработки и уточнения Шкалы Геологического Времени. И именно изотопные методы позволяют сопоставление биостратиграфических подразделений, выделенных по различным фоссилиям и сформированным в различных палеообстановках. Кроме того, появляется возможность для численной оценки длительности процессов – и седиментационных, и эволюционных. Наиболее приемлемым объектом для U-Pb датирования осадков являются породы, содержащие вулканогенные цирконы: последние, рассеиваясь на значительные расстояния с пирокластикой, легко различимы по их морфологии. Тем не менее, для получения корректных результатов требуется датирование единичных цирконов, подвергнутых химической абразии [Mattinson, 2005]. Альтернативой является SIMS: этот метод обеспечивает не только анализ отдельных доменов единичных зерен, но и сохраняет значительную часть цирконов, позволяя выполнить дополнительные анализы.

Нами было проведено U-Pb SIMS датирование цирконов (Рис. 1) из тонкого (~1 см) прослоя глин на границе подольского и мячковского горизонтов московского яруса (средний карбон, разрез Подольск, Подмосковье). Циркон выделялся в двух лабораториях, популяция представляет собой смесь зерен различной морфологии. Кластер из результатов 19 анализов (18 зерен, Рис. 2) имеет средний возраст 310 ± 2 млн. лет ($СКВО = 0.34$, вероятность конкордантности = 0.56).

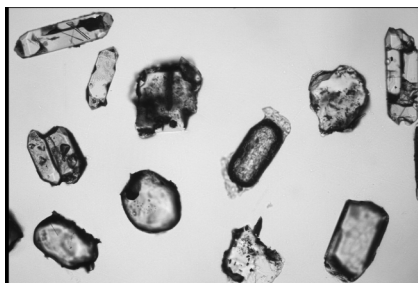


Рис.1. Морфологическое разнообразие цирконов из пробы глин: наряду с идиоморфными индивидами присутствуют явно окатанные

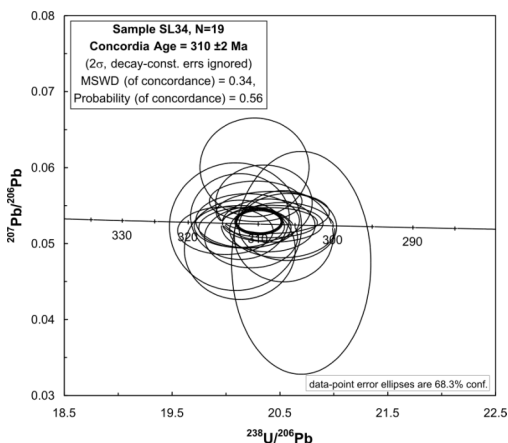


Рис.2. График с конкордией для проанализированных цирконов

Полученный результат согласуется, в пределах погрешности, с датировками, полученными за пределами типовой местности – в Донбассе [Davydov et al., 2010], а также на Среднем и Южном Урале [Schmitz. Davydov, 2011]. Так для разреза карьера Дальний Тюлькас на уровне, сопоставимом с нижней частью мячовского горизонта получена ID-TIMS датировка 308.50 ± 0.07 млн. лет.

Некоторые выводы: (1) хотя и имея большую погрешность, SIMS обеспечивает корректную оценку возраста, благодаря возможности идентифицировать контаминацию и нарушенные участки циркона. Имеются возможности для уменьшения погрешности анализа; (2) циркон, оставшийся после SIMS анализа, может быть проанализирован с применением ID-TIMS; (3) на протяжении палеозоя и триаса Уральский ороген был источником вулканогенного вещества, каковое может быть использовано для изотопно-геохимической разработки Шкалы Геологического Времени.

Литература

- Davydov V.I., Crowley J.L., Schmitz M.D., Poletaev V.I. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q0AA04, doi:10.1029/2009GC002736, 2010
- Mattinson J.M. *Chem Geol*, 2005, 220, pp. 47-66
- Schmitz M.D. Davydov V.I. *Geol Soc Am Bull*, 2011. 124(3-4):549-577

Контроль температурного поля в минералах при лазерном $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании

Алексеев Д.В.¹, Мурзинцев Н.Г.¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, НГТУ,
Новосибирск*

Аргон-аргоновый метод датирования является одним из самых популярных методов датирования используемых в геологии. Этот метод уникален тем, что возраст минерала определяется по изотопному составу газа, благодаря чему моделируя диффузию аргона в минерале с учётом радиоактивного распада калия можно не только определить возраст минерала, но и восстановить его термическую историю. В настоящий момент $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод датирования используется в лабораториях России, Швейцарии, Великобритании, США и т.д. Для ступенчатого нагрева образцов (отдельных зерен, либо микронавесок) во многих случаях используется расфокусированное лазерное излучение (размер луча больше размера нагреваемого объекта), поскольку при лазерном нагреве отсутствует фон, обусловленный нагревом стенок вакуумной камеры. При этом вопрос об однородности температурного поля в пределах отдельного зерна практически не обсуждается [1].

Из общих соображений ясно, что распределение интенсивности в лазерном пятне может существенно влиять на распределение температуры на поверхности образца, в особенности, если образец обладает низкой теплопроводностью. Неравномерность распределения температуры в минерале во время датирования будет приводить к искажению возрастного спектра из-за того что на высоких ступенях нагрева может происходить смешивание высоко- и низкотемпературных фракций аргона из участков зерна, различающихся температурой прогрева. Таким образом, контроль однородности температуры в образце является немаловажным критерием надёжности датирования.

В представленной работе методом относительной яркостной пирометрии [2] исследовалось распределение температуры на поверхности минералов при лазерном нагреве с помощью инфракрасного CO_2 лазера (10.6 мкм). Изображение нагретого образца фотографировалось на цифровую фотокамеру. Для определения относительных яркостей пикселей изображений была написана программа на платформе Framework 4.0. Изображения сканировались с помощью этой программы, после чего по результатам сканирования определялось распределение температуры.

Описанная методика измерений была откалибрована по пирометру: в резистивной печи нагревался образец слюды, его температура измерялась

пирометром, и одновременно осуществлялась фотосъёмка. Калибровочная кривая приведена на рисунке 1а. Погрешность измерения температуры порядка 5 °С.

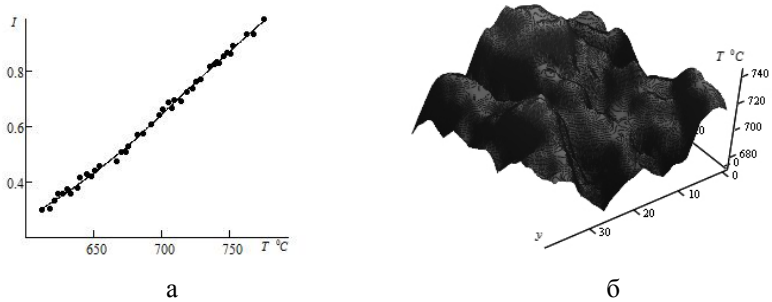


Рис. 1. а) Зависимость яркости пикселя от температуры б) Распределение температуры на поверхности слюды при лазерном нагреве

На рисунке 1б изображено распределение температуры на поверхности слюды при нагреве расфокусированным лазерным лучом. Из графика видно, что распределение температуры достаточно неоднородно, что объясняется модовым составом лазерного излучения и низкой теплопроводностью слюды. На рисунке 2а приведено также распределение температуры на поверхности вулканического стекла, по которому проводилось $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование. Распределение температуры также неоднородно: на распределении присутствует множество пиков, которые объясняются физической неоднородностью образца – присутствием микровключений (рис. 2б). В обоих случаях неоднородность температуры была не меньше 50 °С.

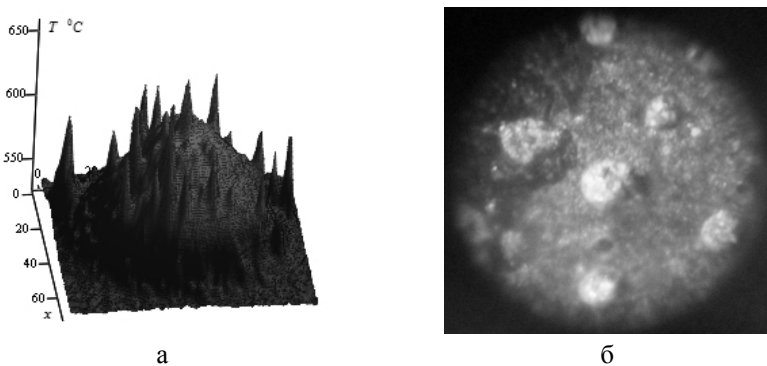


Рис. 2. а) Распределение температуры на вулканическом стекле б) поверхность вулканического стекла

Таким образом, существует две причины неоднородности распределения температуры в образце при лазерном датировании – неоднородность интенсивности в лазерном пятне и неоднородность физических свойств образца. Оба эксперимента указывают на необходимость осуществляемого в нашей лаборатории контроля поля температур при ступенчатом нагреве образцов.

Литература

1. Hironobu Hyodo, Laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: History and development from a technical perspective, Gondwana Research 14 (2008) 609–616
2. Abby Kavner, Wendy R. Panero, Temperature gradients and evaluation of thermoelastic properties in the synchrotron-based laser-heated diamond cell, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2004, V. 143-144, P. 527–539.

Геохронология палеопротерозойских базитовых формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив)

**Альбеков А.Ю.¹, Рыборак М.В.¹, Сальникова Е.Б.²,
Бойко П.С.¹**

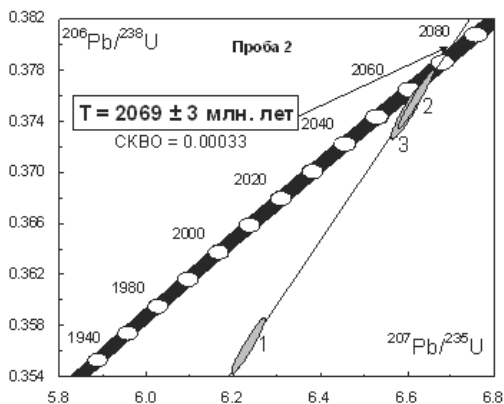
¹ВГУ, Воронеж; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В пределах Курского блока (КМА) Сарматии в структуре Воронежского кристаллического массива (ВКМ) выделяются две базитовые формации палеопротерозойского возраста: (дунит-перидотит?)-габброноритовая и габбродолеритовая. Интрузивные образования этих формаций располагаются вдоль разрывных нарушений в зонах палеопротерозойской тектономагматической активизации рифтогенной природы преимущественно в краевых частях Оскольского макроблока, в отдельных случаях они слагают пространственно совмещенные тела – полигенные и полихронные плутоны. Наиболее изученным является петротипический крупный (около 90 км²) Смородинский плутон, представляющий собой крутопадающее штокообразное тело ультрабазит-базитовых пород (золотухинский комплекс) с прорывающим его силлоподобным телом габбродолеритов (смородинский комплекс).

Для базитов Курского блока (Сергеевско-Алексеевский массив) ранее была получена оценка возраста 2060±10 млн. лет [1], однако петротипические образования габброноритовой формации прежде датированы не были. Нами были изучены крупнозернистые габбронориты из центральной части штока Смородинского плутона, в которых преобладает

акцессорный циркон, представленный субидiomорфными, прозрачными, полупрозрачными, длиннопризматическими кристаллами коричневой окраски, а также их обломками. Для циркона характерно зональное внутреннее строение, наблюдаемое в проходящем свете, а также крайне низкое свечение в режиме катодolumинесценции. Кристаллы огранены призмой {100} и дипирамидами {101}, {112}. Размер этого циркона варьирует от 100 до 350 мкм, Кудл.≈3.0.

U-Pb изотопные исследования были проведены для трех микронавесок циркона (30-50 зерен) из крупной размерной фракции (>100 мкм). Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного анализа этого циркона с конкордией, соответствует возрасту 2069 ± 3 млн. лет, а нижнее пересечение отвечает 425 ± 120 млн. лет, СКВО=0.00033 (рис.). Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, следовательно, полученное значение возраста можно рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации расплава, родоначального для изученных пород.



Таким образом, доказано, что возраст формирования габроноритовых тел, характеризующих рифтогенный этап палеопротерозойской эволюции литосферы Курского блока – 2069 ± 3 млн. лет. Соответственно, прорывающие их габродолериты смородинского комплекса, относятся к более позднему этапу эволюции Курского блока и их образование произошло после сочленения двух крупных структур – Сарматии и Хоперского блока в интервале 2050-2000 млн. лет [2,3]. По аналогии с габродолеритами Хоперского блока [4], предполагается, что возраст их формирования находится в интервале 1750-1850 млн. лет.

Литература

1. Щербак Н.П., Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-

Европейской платформы//Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки, -1990. - №8. -С.27-30.

2. Ненахов В.М., Бондаренко С.В. Тектоническая эволюция Лосевской шовой зоны Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое //Геотектоника, -2011. -№4. -С.43-59.

3. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракrustальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, -2009, -Т.17. -№6. –С.3-16.

4. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ (Центральная Россия)//Доклады РАН. -2001. - Т.380. -№5. -С.661-663.

Rb–Sr и U–Pb изотопно-геохронометрические системы в гранитах полуострова Канин

Андреичев В.Л., Соболева А.А.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, andreichev@geo.komisc.ru, soboleva@geo.komisc.ru

П-ов Канин представляет собой один из приподнятых блоков Печорской плиты, где верхнедокембрийский фундамент (тиманиды) выходит на дневную поверхность. В геологическом строении принимают участие рифейские осадочно-метаморфические толщи и прорывающие их магматические породы различного состава: долериты, монцониты, двуслюдяные граниты, щелочные габброиды и пегматиты. Долериты распространены достаточно широко, другие породы имеют ограниченное развитие.

Единственный выход гранитов находится в северо-западной части п-ова на побережье Баренцева моря, где в приустьевых частях рек Большая и Малая Пидерцелха наблюдаются биотит-мусковитовые граниты с жильной фацией, контактирующие с монцонитами, и дайки щелочных габброидов, рвущие граниты и монцониты. Граниты слагают вытянутое в северо-западном направлении, частично обнаженное в двух изолированных выходах тело протяженностью около 2.5 км. Монцониты обнажены на небольшом участке размерами 120×40 м. Все породы локализованы в зоне разлома северо-западного простирания. Вмещающими являются ставролит-гранат-кварц-биотитовые сланцы табуевской серии. На граниты и породы рамы наложены процессы дислокационного метаморфизма и диафтореза, ответственные за образование поздних биотит-мусковитовых и мусковит-

хлоритовых парагенезисов. Сланцы и граниты перекрыты известняками асельского яруса нижней перми. Контакт гранитов с метаморфитами резкий, интрузивный. Гранитные жилы, секущие сланцы и кварциты, подвергались складчатым деформациям. Граниты и вмещающие их породы пересекаются многочисленными пегматитовыми и аплитовыми жилами. Отсутствие таких жил в монзонитах свидетельствует о более древнем возрасте гранитов.

Граниты представлены серыми и розовыми средне- и крупнозернистыми разновидностями, что давало исследователям основание относить серые граниты к первой фазе внедрения, а розовые – ко второй [4] или же связывать серую окраску гранитов с грейзенизацией [2]. Однако полевые наблюдения показали, что между этими разновидностями существуют постепенные переходы через серовато-розовые граниты, причем розовый цвет отмечается там, где они прорываются щелочными габброидами, то есть розовая окраска является приобретенной. Различий между розовыми и серыми гранитами нет ни по текстурно-структурным особенностям, ни по составу [3].

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, зачастую осложненная катаклизом. Главными минералами являются щелочной полевои шпат, плагиоклаз (олигоклаз) и кварц, второстепенными – биотит и мусковит. В аксессуориях встречаются гранат, циркон, апатит, турмалин, ильменит и пирит. Вторичные минералы, характерные для катаклазированных разновидностей, представлены альбитом, замещающим щелочной полевои шпат, серицитом, развивающимся по плагиоклазу, хлоритом – по биотиту и мусковиту, кальцитом, сфеном и эпидотом.

По химизму граниты принадлежат к субщелочным калинастровым гранитам. Они имеют достаточно однородный состав, и лишь в альбитизированных жильных гранитах возрастает количество Na_2O и понижается K_2O . По геохимическим характеристикам граниты занимают промежуточное положение между палингенными известково-щелочными и плюмазитовыми редкометалльными гранитоидами. Граниты п-ова Канин по геологическим признакам, внешнему облику, вещественному составу отличаются от гранитов, выходящих на поверхность на Северном Тимане и вскрытых скважинами в фундаменте Печорской синеклизы, примыкающей с северо-востока к Тиману [3].

Граниты охарактеризованы Rb-Sr и U-Pb (SHRIMP-II) изотопными данными. Rb-Sr возраст по породе в целом равен 519 ± 6 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7174 \pm 0.0017$ и СКВО=1.1, а конкордантный U-Pb возраст в семи зернах циркона из розового гранита составил 540 ± 2 млн. лет [7]. Возрасты практически совпадают, но вряд ли они отвечают времени образования пород. Косвенно на это указывает Rb-Sr возраст монзонитов (604 ± 13 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70476 \pm 0.00014$, СКВО=0.5) [1], которые моложе гранитов. Обращает на себя внимание сопоставимость датировок с K-Ar возрастом щелочных габброидов, равным 535 млн. лет [5]. Они прорывают граниты, и,

по-видимому, нивелировка возрастов связана с этим процессом, в результате чего произошла смена окраски гранитов.

Эти предположения подтвердились при U-Pb исследованиях цирконов из серых «первичных» гранитов. Проба представлена мутными и полупрозрачными коричневыми идиоморфными цирконами призматического облика. Они имеют тонкозональные ядра округлой и призматической формы и темные оболочки. Проанализировано шесть зерен. Конкордантный возраст в ядрах трех зерен составляет 883 ± 16 млн. лет. Содержание U в них изменяется от 190 до 599 мкг/г, Th – 55-448 мкг/г, Th/U отношение – 0.30-0.77. В ядрах двух других зерен зафиксированы более древние значения возраста, равные 1500 ± 25 и 1706 ± 28 млн. лет. В первом содержание U составляет 774 мкг/г, Th – 479 мкг/г, Th/U – 0.64, а во втором: U – 377 мкг/г, Th – 279 мкг/г, Th/U – 0.76. И еще по одному циркону, скорее всего метасоматическому, поскольку содержание U в нем составляет 2496 мкг/г, Th – 46 мкг/г, а Th/U отношение резко уменьшается до 0.02, получен возраст 423 ± 14 млн. лет.

Таким образом, геологической позиции гранитов п-ова Канин из имеющихся изотопных возрастов в большей степени отвечает возраст 883 ± 16 млн. лет, и на данном этапе исследований его можно интерпретировать как время образования. Он отличается от возраста гранитов Северного Тимана, который по разным системам (Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb) фиксируется в интервале 587-621 млн. лет [1]. Кроме того, становится понятным происхождение гранитных обломков в базальных конгломератах аньюгской свиты, венчающей видимый рифейский разрез Среднего Тимана. K-Ar возраст микроклина из гранитной гальки достигает 865 млн. лет [6], но в Тимано-Печорском регионе граниты такого возраста достоверно не были известны. Конечно, п-ов Канин и Средний Тиман территориально разобщены, но не исключено, что граниты сопоставимого возраста могут находиться в фундаменте Ижемской зоны Печорской синеклизы.

Исследования выполнены в рамках инициативного проекта УрО РАН № 12-У-5-1013.

Литература

1. Андричев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: Автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. Екатеринбург, 2010. 46 с.
2. Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.
3. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
4. Люткевич Е.М. Геология Канина полуострова. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953. 95 с.
5. Мальков Б.А. Эссекситовые долериты полуострова Канин // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1968. С. 29–34.

6. Мальков Б.А. О возрасте и стратиграфическом положении аньюгской и джежимской свит верхнего докембрия Тимана // Наследие А.Я. Кремса – в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар, 1992. С. 35–43.

7. Andreichev V.L., Larionov A.N. U–Pb zircon age of the Kanin Peninsula granite // The Arctic Conference Days. Application to Timanide evolution. Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway. NGF. No 2. 2007. P. 77.

Раннебайкальский возраст (U–Pb метод по цирконам) конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии

**Анисимова И.В.¹, Сальникова Е.Б.¹, Козаков И.К.¹,
Терентьева Л.Б.¹, Ковач В.П.¹, Федосенко А.М.¹,
Яковлева С.З.¹**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В зоне сочленения Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов каледонид Центральной Азии известны относительно небольшие разобщенные выходы кристаллических пород, которые условно объединены в Соннагинский блок. Эти выходы локализованы среди гранитоидов и вулканических пород [Карта геологических..., 1989]. Для геологических исследований в этом регионе наиболее доступны гнейсо-мигматитовый баяннурский и метавулканогенно-терригенный холбонурский метаморфические комплексы Баяннурской зоны южной части Сонгинского блока [Козаков и др., 2012]. Первый рассматривался ранее в качестве раннепротерозойского кристаллического фундамента, а второй – как лежащий с несогласием верхнерифейский комплекс чехла этого блока. Однако прямые геологические данные о возрастных соотношениях толщ этих комплексов на сегодняшний день отсутствуют. Контакты между породами указанных комплексов тектонические.

Для пород баяннурского комплекса получена оценка возраста субавтохтонных ультраметагенных гранитоидов (802 ± 6 млн. лет), что определяет его верхнюю возрастную границу формирования [Козаков и др., 2012]. Минимальное значение $tNd(DM)$ гнейсов 1.5 млрд. лет фиксирует его нижнюю возрастную границу формирования, что не позволяет относить его к нижнему докембрию.

В холбонурском комплексе установлены две главные породные ассоциации. В первой преобладают метавулканиды преимущественно основного состава. Вторая представлена вулканогенно-терригенными и

существенно терригенными образованиями – аргиллитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Верхнюю возрастную границу этой толщи фиксируют посткинematические граниты с возрастом циркона 790 ± 3 млн. лет [Козаков и др., 2012a]. Нижняя граница временного интервала формирования метатерригенных пород этого комплекса определяется величиной Nd модельного возраста метаосадков – $t_{Nd(DM)} = 1.4 - 1.3$ млрд. лет.

Нами были опробованы терригенные породы холбонурского комплекса южной оконечности мыса западной части оз. Баян-нур. Здесь в пачке конгломератов галька представлена главным образом гранодиоритами, диоритами и плагиогранитами, среди которых встречаются валуны размером 0.3-0.5 м в диаметре. Цемент состоит из мелких плохосортированных обломков крупных кристаллов плагиоклаза, кварца, раскристаллизованных стекол, туфов и мелкозернистых плагиогранитов. Характер обломочного материала дает основание полагать их незначительное перемещение от коренных пород источника. U-Pb изотопные исследования были проведены для аксессуарного циркона из валуна плагиогранита. Нами было получено значение возраста кристаллизации этого циркона 874 ± 3 млн. лет.

Гранитоиды из валунов в пачке конгломератов по химическому составу соответствуют низкоглиноземистым плагиогранитам (трондьемитам) известково-щелочной серии. Близкий к ним состав имеют породы цемента конгломератов. Характер распределения РЗЭ и несовместимых элементов в плагиогранитах, а также положительные, но значительно более низкие, чем в деплетированной мантии ($+8.1$) соответствующего возраста значения $\epsilon Nd(t) = +3.3 \dots +2.2$ свидетельствуют о формировании исходных для этих пород расплавов в надсубдукционной обстановке в низкобарических условиях (Р около 3-7 кбар) с пироксенами в остатке либо при ремобилизации коровых пород более основного состава. В качестве такой обстановки можно предложить современные вулканические дуги или активные континентальные окраины.

Песчаники холбонурского комплекса по химическому составу соответствуют андезитам и дацитам или их интрузивным аналогам, то есть, скорее всего, представляют собой граувакки первого цикла. Величины $\epsilon Nd(t)$ осадочных пород комплекса, рассчитанные на возраст 0.87 млрд. лет, можно условно разделить на две группы: $+0.9 \dots +3.7$ и $-2.8 \dots -8.4$. Очевидно, что часть песчаников имеет изотопные характеристики, аналогичные таковым в плагиогранитах конгломератов, однако не исключено и участие в источниках сноса пород вулканогенной ассоциации холбонурского комплекса, характеризующихся более высокими положительными величинами $\epsilon Nd(t) = +4.9 \dots +6.6$. Также Nd-изотопные характеристики с положительными величинами $\epsilon Nd(t) = +1.9 \dots +3.5$ установлены для кристаллических пород Дзабхан-Мандалской зоны северо-западной части Дзабханского микроконтинента, локализованных южнее Баяннурской зоны [Козаков и др., 2012б], которые также могли послужить источником для этих песчаников. Возможно,

что у песчаников имеется как минимум еще один источник со значительными отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$. В целом, терригенные породы комплекса имеют геохимические характеристики, которые указывают на их формирование в субдукционной обстановке.

Как отмечалось ранее, возраст терригенных пород аккреционной призмы холбонурского комплекса был определен в интервале около 1.3-0.8 млрд. лет, что отвечает среднему- позднему рифею. Результаты датирования конгломератов позволяют значительно сузить этот возрастной интервал – 874-790 млн. лет. Для гнейсов баяннурского комплекса также установлен рифейский возрастной интервал формирования (около 1.5-0.8 млрд. лет). Однако следует подчеркнуть, что последние не установлены в материале галек и обломков толщи конгломератов и гравелитов холбонурского комплекса. Можно полагать, что кристаллические образования баяннурского комплекса нельзя рассматривать в качестве фундамента для осадков холбонурского комплекса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00476, 11-05-92200-Монг) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов в неогене».

Литература

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолук В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. геологические и геохронологические данные // Петрология. 2012. Т. 20. № . С. (сдано в печать)

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Раннебайкальские кристаллические комплексы раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, результаты геохронологических исследований (U-Pb метод по циркону): геодинамические следствия // 2012а, статья в настоящем сборнике

Козаков И.К., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др. Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзавханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012б Т. 20. № 3. С. 3-12

Современный метод датирования осадочных пород на основании стабильных изотопов

Ануфриев Г.С.

*Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН,
Санкт-Петербург*

Мировой океан занимает около 70 % земной поверхности. На его дне находятся разнообразные полезные ископаемые, и протекает интенсивный рудогенез. Океанические осадки, сформировавшиеся поверх коренных пород, по сути дела – запись последних, по крайней мере, 50 миллионов лет развития Земли. Для того чтобы «прочитать» эту информацию, необходимы надежные методы определения возраста и скоростей роста океанических отложений. Данная геохронологическая задача нашла свое решение при помощи неравновесных методов ядерной геохронологии. При исследовании дна океанов на поверхности донного ила были разведаны огромные поля железомарганцевых конкреции (ЖМК). Возник серьезный интерес к этим полиметаллическим рудам – перспективному сырью для химической и металлургической промышленности. Однако происхождение этих руд, связанное с транспортом железа и марганца в океаны, с циркуляцией океанической воды, процессами диагенеза и биогенеза, до сего времени не ясно. Для датирования этих руд были использованы те же методы ядерной геохронологии, которые применялись при датировании океанических донных глин и илов. Однако, отмеченные методы применимы только при выполнении определенных условий, одно из которых – постоянство скорости роста осадочной породы. Это условие не подтверждено ни экспериментальными, ни теоретическими методами. В предположении существования этого необоснованного условия, экспоненциальное падение концентрации радиоизотопа, будь то Th-230 или Be-10, отождествляется с экспоненциальным законом радиоактивного распада, и в этом предположении измеряемая скорость роста конкреции составляет величину ~ 1 мм/млн. лет, а их возраст ~ 10^8 лет. Полученное значение скорости роста в – 1000 раз меньше, чем скорости роста вмещающих илов. Это создает «парадокс непотопляемости» плотных конкреций в рыхлом донном иле. Предложенные экзотические механизмы «всплывания» конкреции не являются убедительными. Возникла необходимость: 1) в методе, который бы не использовал априорную гипотезу о постоянстве скорости роста; 2) в количественной модели формирования ЖМК. Такой метод и модель были предложены в ФТИ им. А.Ф. Иоффе РАН. Метод основан на использовании эффекта аккреции [Ануфриев, Болтенков, 2007] космической пыли Землей. Космические пылинки за время своего существования в открытом космосе

облучаются солнечным ветром и насыщаются солнечным гелием с высоким изотопным отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ по сравнению с гелием в терригенной пыли, для которой характерны на порядки более низкие изотопные отношения: Можно получить, что скорость роста r конкреций выражается формулой

$$r = \frac{kF({}^3\text{He})}{\rho \cdot {}^3\text{He}}, \quad (1)$$

где $F({}^3\text{He}) = 2,4 \cdot 10^{-15} \text{ см}^3/\text{см}^2 \text{ год}$ – поток космического (солнечного) изотопа гелия; ${}^3\text{He}$ – измеренная в образцах концентрация гелия; ρ – плотность ЖМК, $k=0.5$ – коэффициент прилипания космических пылинок [Ануфриев, Болтенков, 1996]. Кроме того показано, что в вертикальных колонках, выпиленных в направлении- верх-центр конкреции, концентрация гелия ${}^3\text{He}$ монотонно падает и может быть выражена в виде зависимости:

$${}^3\text{He} \approx \alpha \cdot R, \quad (2)$$

где α – постоянная величина ($\sim 2 \cdot 10^{-12} \text{ см}^2/\text{г}$), R – радиус растущей конкреции, отсчитанный от её центра. Тогда скорость роста r может быть представлена в виде:

$$r = \frac{kF({}^3\text{He})}{\alpha \rho R} \quad (3).$$

Например, для тихоокеанских конкреций (регион разлома Клариян_Клиппертон) с распространенным диаметром ЖМК 100 мм скорость роста составляет величину 0.75 мм/тыс. лет, то есть в ~ 1000 раз меньше скорости, приписываемой неравновесным датированием.

Развита количественная модель [Ануфриев, Болтенков, 1996] на основе диффузионных уравнений Фика, привлеченными в связи с 1) исследованиями концентрации стабильного солнечного изотопа ${}^3\text{He}$, транспортируемого в осадочные породы (в том числе и в ЖМК) космической пылью; 2) исследованиями изменений концентрации гелия в колонках [Ануфриев, Болтенков, 1996], выпиленных из конкреций в направлении верх – низ. В модели приняты во внимание также ведущая роль Mn в процессе формирования ЖМК; существование растворимых форм марганца в поровой воде донного ила [Волков, 1979; Тихомиров, 1982] наиболее распространенная сфероидальная форма конкреций [Атлас..., 1990]. С учетом этих обстоятельств, решая сферически симметричную задачу в изотропной среде, получим для плотности потока Mn на поверхность конкреции радиуса R

$$F(Mn) = \frac{DC_0}{R}, \quad (4)$$

где D- коэффициент диффузии, C0 – исходная концентрация марганца в поровой воде Учитывая уравнение баланса масс и определение скорости роста как $r = dR/dt$, где t - время, и f - весовая концентрация марганца получим:

$$r = \frac{DC_0}{\rho f R}, \quad (5)$$

Время формирования конкреции (возраст) определяется выражением:

$$t = R^2 \frac{\rho f}{2DC_0}, \quad (6)$$

Из (3) и (4) находится зависимость скорости роста от времени

$$r = \sqrt{\frac{DC_0}{2\rho f t}} \quad (7)$$

Таким образом, скорость роста конкреций не является постоянной величиной, как это общепринято в неравновесных методах ядерной геохронологии, а зависит от радиуса растущей конкреции и времени ее формирования, причем при $t \rightarrow \infty$ скорость роста $r \rightarrow 0$.

Расчеты на основе (3) и (7) позволяют (или через поток гелия $F(^3\text{He})$ или через поток марганца $F(\text{Mn})$ независимыми способами получить геохронологические параметры ЖМК и осуществить их сравнение, что увеличивает надежность результатов.

Литература

- Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С. (2007) // Литология и полезные ископаемые. № 3, С. 267
- Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С. (1996) // Литология и полезные ископаемые. № 5. С. 552
- Волков И.И. (1979). Химия океана. Т.2. Геохимия донных осадков. М.: Наука. С. 414
- Тихомиров В.Н. (1982) // Геологический журнал. Т. 42.. № 2. С. 56-64
- Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Мирового океана. (1990) // Под редакцией Егизарова Б.Х., Зыка В. Брно. 211 с.

Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Северном Прибайкалье

Арискин А.А.¹, Костицын Ю.А.¹, Данюшевский Л.В.²,
Меффре С.², Николаев Г.С.¹

¹ГЕОХИ РАН; Москва;

²Тасманийский университет, Хобарт, Австралия

Довыренский комплекс включает Йоко-Довыренский расслоенный массив, силлы подошвы и ассоциирующие тела габбродиабазов. Первые данные о возрасте этих пород были получены К-Аг методом для перидотита и габбро и показали 580 и 764 млн. лет [Герлинг и др., 1962]. [Кислов и др., 1989] провели Rb-Sr изотопные исследования 21 образца и для семи наименее изменённых пород плутона и построили изохрону 739 ± 110 млн. лет. Amelin et al. [1996] Rb-Sr методом по биотиту в габбронорите из подстилающего силла получили значение возраста 713 ± 7 млн. лет, тогда как исследования Sm-Nd систематики минеральных фракций из пород массива дали заметно более молодую оценку 673 ± 22 млн. лет. Причем этим авторам пришлось выбирать между двумя оценками – 707 ± 40 млн. лет, полученной для габбронорита из силла, и 673 ± 22 млн. лет по Ol-габбронориту из верхней части плутона. Они остановили свой выбор на изохроне с меньшей погрешностью. Недавно проведённые исследования бадделейта (3 фракции) из пегматоидного габбронорита в верхней части разреза Довырена U-Pb методом дали 725 ± 9 млн. лет [Эрнст, Гамильтон, 2009]. Это значение близко к оценке возраста сыннырских метапорфиров, полученной по слегка дискордантным данным (700 ± 20 млн. лет, [Неймарк и др., 1990]), и метариолита (711.4 ± 5.7 млн. лет [Рыцк и др., 2002]) из «верхнетыйской толщи».

Мы приводим новые данные о геохронологии Довыренского интрузивного комплекса и ассоциирующих вулканитов Сыннырского хребта (иняптукская свита), полученные в результате локального анализа цирконов в образцах методом лазерной абляции (LA-ICPMS) в Тасманийском университете. В основе метода – «картины» распределения (координаты) зерен циркона по поверхности шашек образцов, построенные при помощи электронного микроскопа SEM FEI Quanta 600. Эти электронные изображения использовались для последующего анализа цирконов методом лазерной абляции на масс-спектрометре ICP-MS Agilent 7500a. При этом регистрировались сигналы на массах ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb и ^{238}U . Размер лазерного пучка составлял от 10 до 34 μm , частота импульсов 5 Hz и плотность потока примерно $1.5 \text{ J}/\text{cm}^2$. В качестве эталонов использовались стандарты циркона 91500, Temora и Mud Tank.

Возраст безоливиновых габброноритов из прикровельной части Йоко-Довыренского массива составил 730 ± 6 млн. лет, (СКВО=1.7, n=33) и не отличается от возраста 731 ± 4 млн. лет (СКВО=1.3, n=56), полученного для ОI-габброноритов из 200-метрового мафит-ультрамафитового силла, подстилающего плутон. Эти оценки перекрываются с возрастом перекристаллизованного роговика внутри массива («чарнокитоид» – 723 ± 7 млн. лет, СКВО=0.12, n=10) и дайки сульфидизированного габбронорита ниже его основания (725 ± 8 млн. лет, СКВО=2.0, n=15). Полученные данные согласуются также с возрастом альбитофира (721 ± 6 млн. лет, СКВО=0.78, n=12), представляющего низкотемпературную фацию контактового метаморфизма вмещающих пород. Совпадение U-Pb возраста по разным образцам позволило вычислить единое значение для Довыренского интрузивного комплекса, которое (на основании данных для силла, прикровельных габброноритов и «чарнокитоида») составило 728.4 ± 3.4 млн. лет, СКВО=1.8, n=99 – см. рис. 1). Это на 55 млн. лет древнее оценки 673 ± 22 млн. лет, полученной [Amelin et al., 1996] Sm-Nd методом.

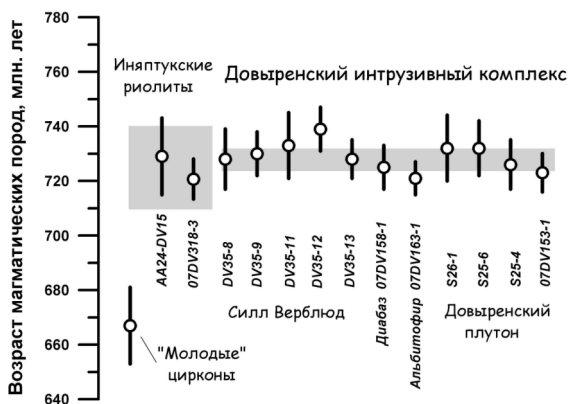


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования пород Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса по циркону

U-Pb система циркона двух кварцевых метапорфиров из основания иняптукской вулканической свиты СВ Йоко-Довыренского массива оказалась нарушенной – данные показали значительный разброс. Это можно объяснить двумя дискретными событиями: тогда возраст первой популяции циркона составит 729 ± 14 млн. лет (СКВО=0.74, n=8), второй – 667 ± 14 млн. лет (СКВО=1.9, n=13). Более древнее значение совпадает с возрастом интрузивных пород Довырена, тогда как возраст омоложенных зёрен циркона, по-видимому, указывает на время гидротермально-

метасоматических процессов, охвативших всю вулcano-плутоническую последовательность, и приведших, в частности, к серпентинизации гипербазитов. Это подтверждают результаты Rb-Sr изотопных исследований с частичным кислотным растворением двух сильно серпентинизированных перидотитов из силла Верблюду, указывающие на возраст наложенных процессов 659 ± 5 млн. лет (СКВО = 1.3, n=3).

Работа поддержана грантами P962 AMIRA International (при финансировании компаниями Anglo-American, BHP Billiton и Votorantim Metais) и Российским фондом фундаментальных исследований (11-05-00268, 11-05-00062).

Литература

Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А., Кольцова Т.В. и др. // Геохимия, 1962, № 11, с. 931-938.

Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. // Геология и геофизика, 1989, № 9, с. 140-144.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А. и др. // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 206-222.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29-41.

Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. // Материалы совещания «Геология полярных областей Земли» (Москва, 2009), т. 2, с. 330-332.

Amelin Yu. V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. // Chemical Geology, 1996, v. 129, p. 39-69.

Региональная корреляция метасоматических комплексов зон сочленения Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей и Беломорского подвижного пояса

Астафьев Б.Ю.¹, Воинова О.А.²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ²Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

Кольско-Карельский регион имеет сложное геологическое строение. В его строении Беломорский складчатый пояс занимает осевое положение и граничит с Карельским и Кольским геоблоками. В состав последних входят одноименные гранит-зеленокаменные области, консолидация которых

произошла в позднем архее. В раннем протерозое они выступают в качестве кратонизированных областей, осложненных полиформационными осадочно-вулканогенными прогибами. По современным представлениям, Беломорский подвижный пояс сформировался в течение двух коллизий – позднелопийской (позднеархейской) и свекофеннской (раннепротерозойской), разделенных значительным перерывом во времени. Это отражается и в формировании метасоматических комплексов.

Зоны сочленения Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей с Беломорским подвижным поясом характеризуются широким распространением разнообразных по составу метасоматитов. Авторами было предпринято обобщение оригинальных, литературных и фондовых данных по составу и возрасту метасоматитов восточной части Балтийского щита, а также картосоставительские работы в масштабе

1:2500000, 1:1000000 и 1:200000, включая комплекты Государственных геологических карт масштаба 1:1000000 второго и третьего поколения (1998-2011 гг.). Это позволило уточнить выделение главных хронологических и петрологических реперных объектов и выделить метасоматические образования как самостоятельные геологические комплексы.

Под метасоматическим комплексом нами понимаются ассоциации метасоматических пород, принадлежащих к щелочным, основным и кислотным метасоматитам определенного возраста (группы фаций). На исследованной территории выделяются девять метасоматических комплексов, коррелирующиеся по составу, возрасту, структурно-геологической позиции, последовательности образования метасоматических фаций и их рудоносности.

На территории восточной части Балтийского щита выделяются четыре периода интенсивной метасоматической активности: позднеархейский (2.7-2.6 млрд. лет), три раннепротерозойских (ранне-, средне- и позднесвекофенские (готские), около 1.90, 1.85 и 1.76 млрд. лет соответственно, а также позднепротерозойский (гренвильский, около 1.15-1.05 млрд. лет). Фанерозойские метасоматиты проявлены локально, преимущественно в области палеозойской тектоно-магматической активизации.

Регионально распространенные докембрийские метасоматиты обладают признаками метаморфогенного происхождения. Их геологическая позиция определяется заключительными регрессивными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов мигрировали крупные объемы высокоминерализованных флюидов. Это дает возможность проводить региональную геохронологическую корреляцию данных образований, за основу которой нами было принято локальное U-Pb датирование по цирконам по данным SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) (табл.).

Таблица. Состав и возраст метасоматических комплексов Карело-Кольского региона

Название комплексов	Состав пород	Структурное положение	Возраст, млн. лет
Варзугский	биотит-амфиболовые, кварц-слюдистые, биотит-мусковитовые с графитовой минерализацией, хлорит-гранат-слюдистые метасоматиты	Имандра-Варзугская структура, Терский зеленокаменный пояс	1913±18 циркон U-Pb
Аухти-ярвинский	эпидот-амфиболовые и эпидот хлоритовые пропилиты, хлорит-альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты, альбит-карбонатные и пирит-карбонатные листвениты	Куолаярвинский синклинорий, Панаярви-Соваярвинская складчатая структура	1750±50 титанит Pb-Pb*
Нигалмозерский	эпидот-амфиболовые и эпидот-хлоритовые пропилиты, хлорит-альбитовые и кварц-альбитовые с урановой минерализацией, альбит-кварцевые и карбонат-кварцевые метасоматиты	Раннепротерозойские синклинальные структуры Карельского кратона	1750-1800 уранинит, U-Pb
Климовский	кианит-гранат-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, биотит-кварцевые, хлорит-серпентиновые метасоматиты, массивные сульфидные руды	Беломорский подвижный пояс	1878 ±34 циркон U-Pb
Хизоваарский	жедрит-гранат-куммингтонитовые, гранат-биотит-роговообманковые,	Зона сочленения Карельского кратона и Беломорского	1867 ±13 циркон U-Pb

	ставролит-хлоритовые метасоматиты	подвижного пояса	
Шуурур-тинский	кианитовые, гранатовые, ставролитовые, кварц-полевошпатовые метасоматиты	Кейвский синклиний, синклиналь Больших Кейв	1767±15 циркон U-Pb
Порьегубский	гиперстен-силлиманит-кварцевые, гиперстен-гранатовые, диопсид-анортитовые, гранат-, метасоматиты	Порьегубско-Умбинская тектоническая пластина	1912±2 циркон U-Pb**
Симбозерский	гранат-клинопироксеновые и (грюнерит)-гранат-магнетитовые метасоматиты	Центрально-Кольский блок	2777±18 циркон U-Pb

Примечание. В таблице использованы данные Н.М. Шемякиной* и С.А. Бушмина**

Радиогеохронологические исследования пластовых габбро-диабазовых интрузий Шаруро-Джувльфинского антиклинория (Азербайджан)

Багирбекова О.Д., Джафарова Р.С.

ИГНАНА, Азербайджан

Интрузивы габбро-диабазов и диабазовых порфиритов широко развиты в палеозойских (девон, карбон, пермь) и триасовых отложениях Шаруро-Джувльфинского антиклинория. Морфологически они в виде пласта инъецированы в осадочно-карбонатный комплекс и принимают участие в складкообразовании. Под воздействием этих интрузий вмещающие породы рассланцованы, ожелезнены и ороговикованы. По интрузивам отмечаются кальцитовые, кварцевые и баритовые прожилки, в которых фиксируются участками галенит, сфалерит, пирит и халькопирит, что указывает на их генетическую связь с Гюмушлугским полиметаллическим месторождением, находящимся в районе их развития.

Мустафабейли М.А. и др. в 1952 г. установлена приуроченность полиметаллического оруденения Гюмушлугского месторождения к крутым сбросам близмеридианального простирания, которые срезают пластовые

интрузии и на поверхности и в подземных выработках и тем самым проливают свет на их генетические взаимоотношения.

Ввиду принятой исследователями генетической связи Гюмушлугского полиметаллического месторождения с пластовыми габбро-диабазовыми интрузиями, определение их возраста приобретает важное теоретическое и практическое значение.

О возрасте пластовых габбро-диабазовых интрузий в литературе имеются различные, порою противоречивые мнения. К.Н. Паффенгольц (1940 г.) на основе проведенных геологических исследований определяет их возраст как послераннекарбонный.

Садыков А.М. (1952 г.), исследовавший разрез триаса в Джульфинском ущелье р. Араз, фиксируя инъецирование диабазов и диабазовых порфиринов в кавернозные доломиты с верхнетриасовой фауной.

Академик Ш.А. Азизбеков (1961 г.) на основе нижнеюрского возраста эффузивного аналога этих интрузий, выявленного в разрезе Неграмского ущелья р. Араз, определяет возраст их как нижнеюрский. Эту версию подтверждает Ю.В. Карякин на основе сходного химизма пластовых интрузий и нижнеюрских базальтов и считает их комагматами. А.Ш. Адамян (1970 г.), проводивший исследования даек габбродиабазов в юго-западной Армении и сопредельной территории Нахчыванской АР, определил их возраст как посленижнекарбонно-допермский. М.И. Рустамов (1989 г.) внедрение этих интрузивов связывает со средне-верхнекарбонным орогенезом.

Ввиду того, что геологическими методами решать вопрос о возрасте габбро-диабазовых интрузий не представлялось возможным, нами были проведены изотопно-хронологические исследования К-Аг методом.

С этой целью нами были отобраны представительные образцы из пластовых интрузий С-3 части антиклинория. Пробы были подвержены петрографическому исследованию проф. Р.Н. Абдуллаевым. Было установлено, что в породах калийсодержащие минералы являются первичными и значительных изменений их не обнаружено. Образцы были взяты из силла на правом берегу р. Арпачай, Южнее сел. Яйджи. Среди нижнепермских известняков. Пробы № 204/88 и 205/88 отобраны из центральной части силла, а пробы 206/88 и 207/88 приурочены к первому участку Гюмушлугского месторождения, где габбро-диабазовое тело мощностью 30-35 м. Находится в известняках франского яруса среднего девона. Пробы 208/88 и 209/88 отобраны в долине р. Багырсагдара близ границы с Арменией, где пластовая интрузия обнажается в толще известняков франского возраста.

Полученные данные К-Аг метода представлены в таблице.

Таким образом, проведенные нами исследования позволяют сделать заключение, что пластовые габбро-диабазовые интрузии, развитые в пределах Джульфинского антиклинория инъецированы в карбонатные

образования верхнего палеозоя и триаса в раннеюрское время (180±млн. лет).

Таблица. К-Аг датировка пластовых габбро-диабазовых интрузий Шаруро-Джульфинского антиклинория

№№ обр.	Место взятия	К, %	Ag ⁴⁰ , г/г 10 ⁻⁹	Возраст млн. лет
204/88	р. Вост. Арпачай	1.44	19.06	182
205/88	— " —	1.36	18.42	186
206/88	— " —	1.52	19.25	179
207/88	— " —	1.96	24.39	176
208/88	р. Багирсагдара	1.69	21.98	180
209/88	— " —	2.20	27.95	175

Литература

Азизбекова Ш.А. – 1961. Геология Нахчыванской АССР. Москва. Из-во «госгеотехиздат», 500 с.

Карякин Ю.В. – 1989. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Из-во «Наука», Москва, стр.14. 130 с.

Паффенгольц К.Н. – 1940. Геологический очерк Нахчыванской АССР. Из-во АзФАН СССР, 250 с.

Рустамов М.И. – 1989. Палеозойский магматизм Даралагеца – северной окраины Ирано-Аравийского континента. «Известия» АН Аз ССР, №1. стр. 44-47.

Садьков А.М. 1952. Верхнепалеозойские и триасовые отложения Нахичеванской АССР (стратиграфия и фауны). Фонды АЗИИ, Баку, 350 с.

Полихронный возраст цирконов в дунитах Кондерского массива (Алданская провинция, Россия)

Баданина И.Ю., Малич К.Н.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Несмотря на многочисленные исследования Кондерского массива, проблемы генезиса и геохронологии слагающих его пород остаются предметом острой дискуссии, которая обусловлена не только разными представлениями об условиях образования ультрамафитов массива, но и отсутствием надежных геохронологических данных. По мнению некоторых исследователей [1, 2] возраст дунитов Кондерского массива является

рифейским, а возраст щелочных габброидов и сиенитов – мезозойским, что контрастирует с точкой зрения М.П. Орловой и др. [5] о комагматичности всех пород массива и их формировании в период мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. Значительный разброс возрастов, полученный К-Аг методом для широкого спектра пород массива (70-650 млн. лет, табл. 1 в работе [3]), предопределил дискуссию о возрасте дунитового ядра. Датирование ультраосновных пород массива Sm-Nd методом [6] также не привело к желаемому результату, так как изотопные данные не согласуются с изохронной моделью.

В настоящем сообщении обсуждаются результаты уран-свинцового датирования 24 зерен циркона (26 определений) из дунитов Кондёрского массива. Анализы выполнены с помощью вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, изложенной в работе [10]. Изученная проба дунитов (№ обр. 67-12) весом 1,5 кг была нами взята в южной наименее эродированной части массива. Выборка цирконов характеризуется двумя морфологическими типами зерен, представленными (1) индивидами овальной и округлой формы и (2) идеально ограниченными кристаллами или агрегатами кристаллов призматического габитуса. Длина крупных зерен составляет 140-200 мкм; мелких – 50-100 мкм; коэффициент удлинения варьирует от 1.2 до 3.0. цирконы первого типа характеризуются «размытой» катодоллюминесценцией; они часто состоят из темной пористой центральной части, представленной реликтом переработанного ядра, и более светлой однородной оболочки, не претерпевшей изменений. Однородный («дымчатый») тип катодоллюминесценции также характерен для неизмененных зерен, для которых типичны низкие концентрации Th, U и значения Th/U (1-3, 70-128 и 0.01-0.03, соответственно). По данным параметрам изученные цирконы обладают особенностями, характерными для метаморфических цирконов [9 и др.]. Отличительной особенностью метамиктных (пористых ядерных частей) цирконов первого типа являются более высокие содержания Th (84-128 г/т), U (337-474 г/т), а также Th/U (0.26–0.28), что сближает их с цирконами магматического генезиса [7]. Для цирконов второго типа, представленных призматическими кристаллами, характерны тонкозональная катодоллюминесценция, более широкие вариации Th и U (26-789 и 95-990 г/т, соответственно), что считается типичным для магматических цирконов [7]. Характерной особенностью данного типа цирконов является наличие в них «негативных» включений апатита и кварца.

Цирконы первого типа характеризуются бимодальным распределением «древних» ($T_1 = 2473 \pm 21$ и $T_2 = 1885 \pm 52$ млн. лет) U-Pb возрастов (Рис. 1а, б, в). Цирконы второго типа формируют два «молодых» возрастных кластера ($T_3 = 176.0 \pm 1.2$ и $T_4 = 143.0 \pm 2.0$ млн. лет, Рис. 1г).

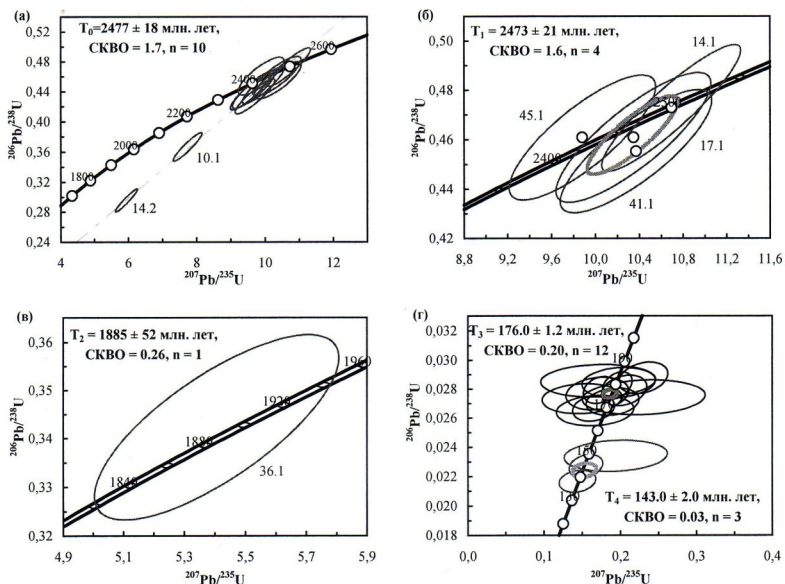


Рис. 1. U-Pb возраст различных морфологических типов циркона дунитов Кондерского массива. Аппроксимация совокупности анализов для древних цирконов определяет дискордию (Рис. 1а), верхнее и нижнее пересечение которой с конкордией дает возраста 2477 ± 18 и 640 ± 97 млн. лет, характеризуюсь значением СКВО = 1.7.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о длительной эволюции платиноносных дунитов. Цирконы первого типа, образованные метамиктными «ядрами» и неизменными оторочками, датируют время метаморфического события на рубеже архея и протерозоя (~2.5 млрд. лет), свидетельствуя в пользу более раннего возраста пористых «ядер» цирконов. Сходные U-Pb датировки получены для цирконов осмиеносных дунитов Гулинского массива на севере Сибирской платформы и платиноносных дунитов Нижне-Тагильского массива на Среднем Урале [4, 8 и др.]. Данные цирконы характеризуют минимальный возраст исходного мантийного субстрата или близки времени генерации платиноносных дунитов, что может свидетельствовать о планетарном характере их геодинамической эволюции. Цирконы второго типа датируют ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 143-176 млн. лет) гораздо более позднее событие в истории формирования Кондерского массива, которое можно соотнести с образованием апатит-биотит-магнетитовых клинопироксенитов внутри дунитового «ядра» в эпоху тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки России (Гос. контракт 02.740.11.0726) и программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015 УрО РАН).

Литература

- [1] Архангельская В.В. // Советская геология. 1968. № 1. С. 36-45.
- [2] Ельянов А.А., Моралев В.М. // Доклады АН СССР. 1961. Т. 141. № 3. С. 687-689.
- [3] Каретников К.С. // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 76-83.
- [4] Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. // Доклады АН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101-105.
- [5] Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 677-680.
- [6] Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80-91.
- [7] Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 602-622.
- [8] Malitch K.N., Badanina I.Yu., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. // Giant Ore Deposits Down-Under. 13th Quadrennial IAGOD Symposium Proceedings, Adelaide, Government of South Australia, 2010. P. 232-233.
- [9] Rubatto D. // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123-138.
- [10] Williams I.S. // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.

Особенности Re-Os датирования мелкодисперсного молибденита кварцевых жил Cu-Mo порфировых месторождений

**Бакшеев И.А.¹, Беляцкий Б.В.², Крымский Р.Ш.³,
Николаев Ю.Н.¹, Калько И.А.¹, Нагорная Е.В.¹**

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

³ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Одним из преимуществ молибденита как Re-Os геохронометра считается его устойчивость к наложенным посткристаллизационным процессам метаморфизма, деформации и гидротермализма [1, 2]. Учитывая высокие содержания рения в молибдените и предполагаемое отсутствие нерадиогенного осмия [1], а также малую подвижность радиогенного осмия, считается, что молибденитовый геохронометр показывает высокую надежность и при датировании обогащенных силикатной матрицей образцов, в частности кварц-молибденитового жильного материала [1].

Объект: Мы изучили пробы мелкодисперсного молибденита из кварц-сульфидных жил и кварц-серицитовых метасоматитов Cu-Mo порфировых месторождений рудного поля Находка и рудопроявления Топь, входящих в Баимскую рудную зону, расположенную в 250 км к юго-западу от г. Билибино, Чукотка. Рудная ассоциация жил представлена сульфидами: халькопирит (основной), пирит, сфалерит, галенит, изредка блеклая руда и молибденит, который в видимых выделениях не фиксируется, но согласно данным ICP-AES концентрации молибдена достигают сотни и первые тысячи грамм на тонну. Что служит косвенным свидетельством присутствия молибденита в виде самостоятельной минеральной, но тонкодисперсной фазы. Жилы пересекают диорит-порфиры, монцонитоиды и габброиды мезозойского (поздняя юра – ранний мел) возраста. В работе [Котова и др., настоящий сборник] представлены результаты U/Pb датирования цирконов магматических пород рудного поля Находка свидетельствующие, что они имеют возраст около 140 млн лет. По нашим данным Rb/Sr возраст габброидов рудопроявления Топь составляет около 151 млн лет, а возраст образующихся по ним метасоматитов ~134 млн лет.

Методика: Re-Os изотопный анализ обогащенных сульфидами и молибденитом валовых проб жильного материала проводился в специализированной лаборатории ЦИИ ВСЕГЕИ (С-Петербург). Каждая из проб делилась на 3-5 независимых проб (по морфологическим, физическим и иным признакам), которые в дальнейшем анализировались как отдельные пробы, а при расчете изохрон рассматривались как когенетичный кластер. Для определения концентраций Re и Os и отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ предварительно откалиброванный изотопный трассер добавлялся к навеске образца в виде тонко растертой пудры массой 150–330 мг. Дальнейшее разложение и гомогенизация пробы происходила в 90 мл кварцевых колбах в течении 16 часов при постоянной температуре и давлении 300 °C и 120 бар в печи НРА-S. Сепарация осмия и рения производилась с помощью жидкостной экстракции бромом и микродистилляцией [3], и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом, соответственно. Измерения изотопного состава осмия проводились в отрицательно заряженных ионах на MC Triton в динамическом режиме, приборное масс-фракционирование корректировалось по отношению $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.092016$, а воспроизводимость измерений контролировалась по внутрिलाбораторному стандарту Mainz с $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.107002 \pm 0.000020$. Для повышения эффективности ионизации использовалась автоматизированная установка напуска кислорода ($P = 2 \cdot 10^{-7}$ mbar) в камеру масс-спектрометра при вакууме $7 \cdot 10^{-8}$ mbar и охлаждение жидким азотом. Температура накала платиновой ленты в ходе измерения составляла 730–750 °C. Измерялись ионные токи оксидов $^{185}\text{ReO}_3$, $^{186}\text{OsO}_3$, $^{187}\text{OsO}_3$, $^{188}\text{OsO}_3$, $^{190}\text{OsO}_3$, $^{192}\text{OsO}_3$. Содержания Re определялись при измерении изотопных отношений на ИСП MC Element-2 из 3 % раствора HNO_3 в динамическом режиме регистрации. Общие химические бланки в

течение всего аналитического периода для Re и Os составили 24 и 0.2 рг, и не вносили существенного вклада в измеренные величины. Воспроизводимость данной аналитической процедуры при измерении изотопного состава осмия составила 0.5 % (по параллельным опытам). Международный стандарт молибденита HLP-5 [4] показал следующие значения: $[Re] = 284.5 \pm 0.9$ ppm, $[^{187}Os] = 656.1 \pm 5.2$ ppb, возраст 221.1 ± 0.7 млн лет ($n = 8$).

Результаты: Измеренные содержания $[Re]$ и $[^{187}Os]$ варьируют более чем на порядок, как между изученными пробами, так и внутри проб: от 1060 до 37846, и от 1 до 66 ppb, соответственно. А по абсолютным величинам содержания рения в изученных пробах сопоставимы с типичными для малорениевых молибденитов Mo-Cu порфировых месторождений Сибири [5] и Южной Америки [5, 6]. Необходимо отметить, что приведенные концентрации являются минимальными оценками, так как точный пересчет на массовую долю молибденита в валовой пробе невозможен. Модельные возрасты, рассчитанные для каждой пробы как среднее из 3–5 независимых анализов, также варьируют от 80 до 225 млн лет и значимо отличаются от приведенных выше возрастных оценок (130–150 млн лет). Изохроны построенные в координатах $^{187}Re-^{187}Os$ соответствуют возрастному интервалу 79.6 ± 2.0 – 115.8 ± 0.9 млн лет, при этом наибольший изохронный возраст 225.4 ± 3.6 млн лет получен для пробы с максимальными содержаниями рения от 18.5 до 28 ppm. В тоже время, возрастные тренды в традиционных изохронных координатах $^{187}Re/^{188}Os-^{187}Os/^{188}Os$, свидетельствуют о радиогенном составе первичного осмия, отношение $^{187}Os/^{188}Os$ которого варьирует от 3.0 до 9.8. И, несмотря на то, что абсолютные величины отношения $^{187}Re/^{188}Os$ в измеренных образцах велики: $n \times 10^4 - 10^5$, распределение точек вдоль трендов позволяет достаточно уверенно говорить о вкладе в изотопную систематику изученных образцов внешней радиогенной компоненты. Ее источником могут быть как вмещающие коровые породы, так и сосуществующие с молибденитом сульфиды, которые часто имеют высокие изотопные отношения и содержания осмия и относительно низкие концентрации рения [2]. Если изотопный обмен и частичная гомогенизация Re-Os изотопной системы минералообразующего флюида происходила в момент кристаллизации молибденита, то привнос-вынос от 9.7 до 17.3 ppb ^{187}Os из системы позволяет получить как наблюдаемые «омоложенные», так и «удревненные» возрасты молибденита. Изменение изотопной систематики изученного мелкодисперсного молибденита за счет преимущественного привноса рения так же нельзя исключить, тем более что экспериментальные данные [7] свидетельствуют об относительной мобильности рения в низкотемпературных гидротермальных [6], а также приповерхностных гипогенных условиях [8]. Наше исследование показало, что при отсутствии минералогического контроля использование мелкодисперсного молибденита для датирования рудных кварц-сульфидных жил может привести к

получению геологически бессмысленных возрастов, несмотря на предполагаемую [1] устойчивость молибденита к процессам изменения, связанным с метаморфизмом или метасоматозом [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00571а) и ООО «ГДК Баимская».

Литература

1. Stein H.J., Markey R.J. et al. 2001. Terra Nova, v.13, p.479–486.
2. Stein H.J., Sundblad K. et al. 1998. Mineralium Deposita, v.33, p.329–345.
3. Birck J.L., Barman M.R., Campas F. 1997. Geostandards Letters, v.20, p.19–27.
4. Du A., Wu S. et al. 2004. Geostand. Geoanalyt. Research, v.28, p.41–52.
5. Berzina A.N., Sotnikov V.I. et al. 2005. Ore Geology Reviews, v.26, p.91–113.
6. Suzuki K., Shimizu H., Masuda A. 1996. Geochim.Cosmochim. Acta, v.60, p.31513–3159.
7. Suzuki K., Kagi H. et al. 2000. Geochim.Cosmochim.Acta, v.64, p.223–232.
8. McCandless T.E., Ruiz J., Campbell A.R. 1993. Geochim. Cosmochim. Acta, v.57, p.889–905.

Геохронология и длительность палеопротерозойских плюмовых процессов с Pt-Pd и Cu-Ni оруденением на Балтийском щите

Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П.

ГИ КНЦ РАН, Анапиты

Мезоархейские домены Балтийского щита, включающие Беломорский, Фенно-Карельский, Кольско-Норвежский, Мурманский и Кейвский вместе с канадско-американскими доменами Лаврентии, реконструируются частью одного суперконтинента Кенорланд, развитие которого предполагается в интервале от 2.9 до 2.1 млрд. лет по данным [Лубнина, 2009]. В палеопротерозойское время геологическое развитие Лаврентии, включающей кратоны Сьюпериор, Херн и Вайоминг и домены Балтийского щита, имеют много общих геологических особенностей, свидетельствующих о развитии к 2.6 млрд. лет единой базитовой обширной (LIP) изверженной провинции [Ernst et al., 2008]. На Балтийском щите территория развития рифтогенных осадочно-вулканогенных толщ, дайковых образований и интрузивных пород этого возрастного интервала составляет около 0.5 млн. км². Рудоносные Pt-Pd и Cu-Ni массивы, относимые к пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации, образуют Кольский и Фенно-

Карельский пояса развития расслоенных интрузий [Баянова, 2004]. В Лапландско-Колвицком гранулитовом поясе и Беломорско-Терском домене выделяются также многочисленные разбудинированные тела коронитовых базитов или друзитов, возрастные определения которых близки развитию расслоенных интрузий [Криволюцкая и др., 2010]. На Балтийском щите внутрикратонная Восточно-Скандинавская обширная провинция пассивного рифтинга является наиболее крупной и хорошо сохранившейся палеопротерозойской базитовой изверженной провинцией (LIP). Многолетними и многочисленными геолого-петрологическими и изотопно-геохронологическими данными для расслоенных интрузий Балтийского щита определена огромная длительность (более 120 млн. лет) и многоимпульсность в 2.52, 2.50, 2.45 и 2.40 млрд. лет магматических, тектонических и рудообразующих процессов. Длительное и многоимпульсное время формирования расслоенных интрузий Мончегорского рудного района, Федорово-Панского массива, Имандровского лополита и интрузии г. Генеральской (подшвы Печенгской структуры) прецизионно продатировано U-Pb методом по аксессуарным циркону и бадделеиту [Баянова, 2006; Bayanova et al., 2009]. Изотопные Sm-Nd возрастные данные для породообразующих минералов (клино- и ортопироксенов, плагиоклаза и породы) из этих интрузий также подтвердили длительное и многофазное строение массивов [Серов и др., 2007; Серов, Екимова, 2009; Грошев и др., 2009]. Введенные в практику изотопных Sm-Nd исследований сульфидные минералы позволяют проводить целенаправленное датирование процессов рудогенеза Pt-Pd и Cu-Ni руд [Екимова и др., 2011; Elizarova, Bayanova, 2012]. Базитовый плюмовый магматизм расслоенных интрузий характеризуется низкими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ от 0.702 до 0.703, вкладом до 1.5 % ^3He нижней мантии и происхождением исходных магм из резервуара обогащенной мантии EM-2 [Bayanova et al., 2009]. Палеопротерозойская история и металлогения Восточно-Скандинавской обширной изверженной провинции проявлена в две эпохи – карельскую (2.55-2.11 млрд. лет) и свекофеннскую (2.11-1.65 млрд. лет). Промышленное значение имеют базитовые с Pt-Pd оруденением интрузивы карельской эпохи – панско-мончегорского типа, которые фиксируют внутрикратонный ареальный плюмовый магматизм и характеризуются Cr, сульфидным Cu-Ni (с МПГ), малосульфидным Pt-Pd и Ti-V (с Cr) промышленным оруденением. Габбро-верлитовые интрузивы Печенги позднекарельского или свекофеннского времени в интервале 2200-1980 млн. лет завершают плюмовую активность в локальных активных рифтах квази-спредингового (красноморского) типа и характеризуются промышленными сульфидными Cu-Ni рудами.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 10-05-00058, 11-05-00570, офи-м 11-05-12012, МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013) и программ ОНЗ РАН №№ 2, 4.

Литература

Баянова Т.Б. Бадделеит – перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма // Петрология, 2006. Т. 14. № 2. С. 203-216

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. акад. Ф.П. Митрофанов. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм формирования платинометалльного базитового Федорово-Тундровского массива, Кольский полуостров // Доклады Академии наук, 2009. Т. 427. № 5. С. 669-673

Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., академик Митрофанов Ф.П. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Доклады Академии наук, 2011. Т. 436. № 1. С. 75-78

Кривоуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Свирская Н.М. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия, 2010. № 11. С. 1132-1153

Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным // Автореферат дисс. д.г.-м.н. М. 2009. 41 с.

Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ, 2009. Т. 12. № 3. С. 456-460

Серов П.А., Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудовмещающих пород платинометалльного Фёдорово-Панского расслоенного массива // Доклады Академии наук, 2007. Т. 415. № 3. С. 1-3

Bayanova T., Ludden J. & Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications / In: Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D. & Collins A.S. (eds.) // Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 2009. N. 323. P. 165-198

Elizarova I.R., Bayanova T.B. Mass-spectrometric REE analysis in sulfide minerals (ICP-MS, ELAN-9000) // Open Geology, in press 2012

Ernst R., Bleeker W., Hamilton M., Söderlund U. Continental Reconstructions Back to 2.6 Ga Using the Large Igneous Province (LIP) Record, with Implications for Mineral Deposit Targeting and Hydrocarbon Resource Exploration // Precambrian Research, 2008. V. 160. P. 159-178

Первые результаты U-Pb датирования магматических пород Шахтаминского Мо-порфирирового месторождения (Восточное Забайкалье)

Берзина А.П.¹, Берзина А.Н.¹, Гимон В.О.¹, Падерин И.П.²,
Ларионов А.Н.²

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск,
²ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Шахтаминское Мо-порфирировое месторождение расположено на юго-востоке Восточного Забайкалья и локализовано в центре многоимпульсного проявления интрузивного магматизма. Выделяются два этапа в его развитии. Первый этап представлен гранитоидами многофазного Шахтаминского массива – одного из представителей выделяемого на юго-востоке Восточного Забайкалья одноименного интрузивного комплекса. Шахтаминский массив вмещает мелкие штокообразные тела и многочисленные дайки порфирирового (рудоносного) комплекса, с которыми ассоциирует молибденовое оруденение порфирирового типа. Шахтаминский и порфирировый комплексы представлены близкими по составу породными ассоциациями с преобладанием среди них пород монцонитового и гранитного состава, формировавшихся в разных глубинных условиях (соответственно в гипабиссальных и приповерхностных). Одной из главных проблем при изучении месторождений порфирирового типа является выяснение последовательности и длительности магматических событий, завершающихся развитием крупномасштабного оруденения. В рамках этой проблемы проводились геохронологические исследования пород Шахтаминского месторождения с использованием K-Ar, Rb-Sr и Ar-Ar изотопных методов [1]. В настоящей работе обсуждаются первые результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). По общепринятой методике анализировались единичные зерна цирконов монцонитов, гранитов шахтаминского комплекса, монцонит- и гранит-порфириров рудоносного комплекса. Возрастные значения получены по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Монцониты. Диапазон возрастных значений по 11 проанализированным точкам в цирконах 163.7-157.7 млн. лет. Конкордантный возраст составляет 160.04 ± 0.91 млн. лет ($\text{MSWD}=0.103$, $p=0.75$). Полученная U-Pb геохронологическая оценка моложе аргон-аргоновой (167 ± 1.6 млн. лет) по амфиболу гранитоидов [1]. В исследованных монцонитах выделяются две популяции цирконов. Одна из них представлена шестью зернами с

датировками 163.7-160.0 млн. лет и умеренными содержаниями U и Th (ниже 600 и 500 мкг/г, соответственно), вторая – включает 4 зерна с датировками 159.8-157.7 и высокими содержаниями U и Th (до 4700 и 1900 мкг/г, соответственно). В связи с тем, что монциты вмещают многочисленные дайки порфиров, следует предположить, что кристаллизация цирконов с высокими содержаниями U и Th обусловлена воздействием на монциты флюидов, связанных с внедрением порфиров. На основании вышеизложенного, цирконы с датировками 159.8-157.7 млн. лет отнесены нами к метасоматическому (наложенному) типу, а цирконы с датировками 163.7-160.0 млн. лет – к магматическому.

Граниты. Возрастные значения варьируют от 162.8 до 156.3 млн. лет; конкордантный возраст составляет 159.0 ± 1.1 млн. лет ($MSWD=0.023$, $p=0.88$, $N=11$). Преобладают умеренные и низкие содержания U и Th (ниже 450 и 370 мкг/г, соответственно). В одном зерне высокие содержания элементов U и Th (1739 и 2390 мкг/г) отмечаются в центральной части и их уменьшение до 473 и 364 мкг/г на периферии. обеднение периферийной части циркона элементами, по-видимому, вызвано отделением флюида при кристаллизации расплава. Такой процесс благоприятен для перераспределения во флюид, наряду с ураном и торием, рудных элементов, в том числе молибдена, и представляется важным в повышении рудного потенциала магматической системы.

Монцитит-порфиры. Диапазон возрастных значений по всем точкам цирконов составляет 161.5-156.4 млн. лет; конкордантный возраст 159.29 ± 0.86 млн. лет ($MSWD=0.060$, $p=0.81$, $N=11$). Полученная U-Pb геохронологическая оценка согласуется с аргон-аргоновой (159.5 ± 1.5 млн. лет) по амфиболу гранодиорит-порфиров [1]. Совпадение значений конкордантных возрастов монцитит-порфиров и гранитов (см. выше) свидетельствуют о незначительном временном разрыве между поздними шахтаминскими гранитоидами и ранними дайками порфиров. Содержания урана и тория высокие в цирконе с датировками, превышающими 160 млн. лет, затем снижаются с омоложением возраста до 159.8 млн. лет, и резко возрастают в интервале 159.4-156.4 млн. лет. Такое соотношение возраста и содержания элементов предполагает кристаллизацию циркона в условиях нестабильности флюидного режима во времени.

Гранит-порфиры. Возрастные значения варьируют в диапазоне 159.3-153.4 млн. лет; конкордантный возраст составляет 155.0 ± 1.7 млн. лет ($MSWD=0.40$, $p=0.53$). Содержания U и Th умеренные (175-724 и 139-349 мкг/г) с тенденцией их понижения на фоне уменьшения возрастных значений. Полученный U-Pb возраст пород близок к аргон-аргоновому по амфиболу гранит-порфиров 157.5 ± 1.5 млн. лет [1].

Таким образом, уран-свинцовые датировки по цирконам с учетом аргон-аргоновых [1] позволяют предполагать, что становление шахтаминского комплекса происходило в интервале 167-159, а порфирового комплекса 160-

155 млн. лет назад. Геохронологические датировки соответствуют концу средней юры – началу поздней юры.

Уран-свинцовые единичные датировки цирконов по магматитам шахтаминского и порфирирового комплекса варьируют от 163.7 ± 2.4 млн. лет в монцонитах до 153.4 ± 2.0 млн. лет в гранит-порфирах. Эти данные свидетельствуют об относительно коротком периоде функционирования рудно-магматической системы, составляющем около 10 млн. лет, по сравнению с более продуктивной Cu-Мо-порфирировой системой Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) с продолжительностью функционирования по результатам U-Pb датирования около 40 млн. лет [2].

Согласно региональным геологическим исследованиям и современным представлениям о горячих точках мантии [3, 4], развитие средне-верхнеюрского магматизма в Восточном Забайкалье происходило в сложных условиях коллизии континентов при закрытии Монголо-Охотского океана и влияния горячей точки на литосферу региона. Полученные U-Pb геохронологические датировки гранитоидов Шахтаминского массива и порфирировых даек позволяют связывать их формирование с такой геодинамической обстановкой и рассматривать ее как благоприятную для развития рудно-магматической системы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11–05–00323.

Литература

1. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Травин А.В., Берзина А.Н., Морозова И.П. // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 2. С. 242–244
2. Берзина А.П., Лепёхина Е.Н., Берзина А.Н., Гимон В.О. // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 673–679.
3. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит, т. 2. М.: Недра. 1990. 325 с.

Ранняя кора Земли: современные подходы к установлению времени формирования и изотопно- геохимической природе

Бибикова Е.В.

ГЕОХИ РАН, Москва

Проблемы эволюции Земли на самой ранней стадии ее формирования, разделения на оболочки и возникновения первой коры Земли остаются остро дискуссионными. Среди наиболее актуальных проблем возникновения и эволюции ранней коры Земли – время, состав и характер ее зарождения.

Решение этих проблем не возможно без изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований. Именно они выдвигают определенные ограничения на предлагаемые геофизические и петрологические модели. Прогрессу в этой области исследований способствуют значительные достижения в развитии изотопных методов, как в плане вовлечения новых изотопных систем, так и в совершенствовании традиционных изотопных методов; повышении чувствительности и точности проводимых исследований.

В докладе будет рассмотрен вклад различных изотопных систем древнейших пород и минералов в наше знание о времени и путях формирования ранней коры Земли.

Неоценимый вклад в изучение ранней коры Земли вносит акцессорный циркон. В силу своей устойчивости к механическому и химическому воздействию он сохраняется как в магматических, так и осадочных породах. В то же время циркон содержит достоверную геохронологическую (U-Th-Pb изотопная система) и геохимическую информацию: изотопный состав Hf, изоморфно замещающий Zr в структуре минерала, позволяет судить о первичной природе расплава, в котором минерал кристаллизовался; изотопный состав O, и распределение REE говорят о генезисе минерала в породе.

Изучение древнейших процессов формирования коры Земли затруднены ограниченностью выходов и сохранностью древнейших пород на поверхности Земли. Одним из подходов к установлению времени зарождения ранней коры Земли, получивших развитие во всем мире, явилось изучение терригенных цирконов древнейших метаосадочных пород. Процессы седиментации, выветривания, транспортировки, гравитации концентрируют в осадочных породах более представительный для целого домена состав, усредняют, таким образом, состав, обнаженной на момент седиментации поверхности континента. Детритовые цирконы терригенных осадочных пород являются наиболее представительным материалом распределения возрастов в эродированном сегменте и, следовательно, являются основой при разработке моделей формирования и эволюции ранней коры Земли.

Содержащаяся в терригенных цирконах изотопная и геохимическая информация может проливать свет на первичную природу пород уже денудированных с поверхности Земли и недоступных непосредственному изучению. Самыми древними, сохранившимися коровыми образованиями нашей планеты, являются терригенные цирконы, обнаруженные в конгломератах и песчаниках мезозархейского зеленокаменного пояса блока Илгарн, Западная Австралия возрастом около 3.0 млрд. лет. Возраст 10 % цирконов, по результатам анализа на ионном микрозонде SHRIMP, превышает 4.0 млрд. лет, достигая в единственном зерне 4.4 млрд. лет. Именно цирконы в кварцитах и конгломератах блока Илгарн позволили подойти к расшифровке возраста и первичной природы самой ранней коры

Земли (≥ 4.0 млрд. лет), хотя протолита этих пород уже не сохранилось [Wilde et al., 2001. Coogan, Hinton, 2006, Darling et al., 2009, Pietranik et al., 2008 и многие др.].

Какие выводы могут быть сделаны из нашего знания о поведении различных изотопных систем в породах и минералах древнейших пород?

1. Все изученные изотопные системы свидетельствуют о первичности базальтовой коры в становлении земной коры

2. Наличие аномалии ^{142}Nd , продукта распада короткоживущего изотопа ^{146}Sm (период полураспада 103 млн. лет) в базальтах, ортогнейсах и кластических осадках Западной Гренландии, свидетельствует о ранней дифференциации вещества Земли (100-250 млн. лет после аккреции) на «обедненную» мантию и «обогащенную» кору [Caro et al., 2008]

3. Совместное рассмотрение $^{146,147}\text{Sm}$ - $^{142,143}\text{Nd}$ изотопных систем в породах Западной Гренландии свидетельствует о длительной изоляции мафической «обогащенной» коры от деплетированной мантии на протяжении, по крайней мере, 700 млн. лет до образования древнейших пород, содержащих аномалию ^{142}Nd .

4. Свинец-свинцовая изотопная система в древнейших породах Западной Гренландии и Лабрадора и полевых шпатах в них свидетельствует о том, что протолит этих пород имел возраст около 4.3 млрд. лет и что ортогнейсы возрастом 3.81 млрд. лет были выплавлены из «обогащенной» коры, имеющей мафитовый (базальтовый) состав и высокую величину μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}=10.9$) [Kamber et al., 2003].

5. Отсутствие корового вещества в кластических породах архея свидетельствует о мафическом составе ранней коры, о ее неустойчивости и о сохранности лишь в ограниченном количестве древних кратонов.

6. Самой масштабной эпохой формирования ранней сиалической коры была эпоха 3.8-3.5 млрд. лет назад. Одновременно с формированием тоналитовой коры формировались и литосферные корни, что приводило к оформлению и закреплению древнейших кратонов.

Данные изотопной геохронологии однозначно показывают, что рост коры происходил на протяжении всего существования Земли путем разрастания первичных ядер за счет поступления новых порций мантийного вещества и рециклинга уже образовавшихся. К концу архея было сформировано до 40 % всего объема континентальной коры.

Литература

S. Wilde, J. W. Valley, W. H. Peck, and C. M. Grahams, Nature 409, 175_178 (2001)

L. A. Coogan and R. W. Hinton // Geology 34, 633_636 (2006)

J. Darling, C. Storey, and C. Hawkesworth // Geology 37, 927_930 (2009)

Pietranik A.B., Hawkesworth C.J., Storey G.D., Kemp A.I.S et al. // Geology 36, 875-878. (2008)

G. Caro, B. Bourdon, J.L. Birck, and S. Moorbath // Geochim. Cosmochim. Acta 70, 164_191 (2006)

B. S. Kamber, J. Kenneth, D. Collerson, et al.// Contrib. Mineral.Petrol. 145, 25_46 (2003)

Изотопная геохронология архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита

Бибикова Е.В.¹, Федотова А.А.¹, Кириозова Т.И.¹,
Фугзан М.М.¹, Степанюк Л.М.², Шумлянский Л.В.²,
Клаэссон С.³

¹ГЕОХИ РАН, Москва; ²ИГМРН НАН Украины, Киев;
³Swedish Museum Natural History, Stockholm

Одним из подходов к установлению времени зарождения ранней коры Земли, получивших развитие во всем мире, явилось изучение терригенных цирконов древнейших метаосадочных пород. Процессы седиментации, выветривания, транспортировки, гравитации концентрируют в осадочных породах более представительный для целого домена материал, усредняют, таким образом, состав обнаженной на момент седиментации поверхности континента.

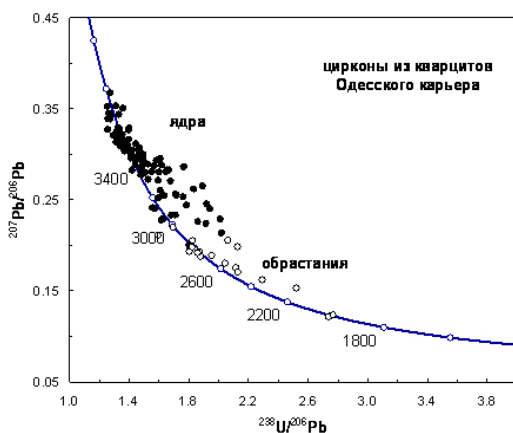


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для ядер и оболочек цирконов из кварцита Одесского карьера

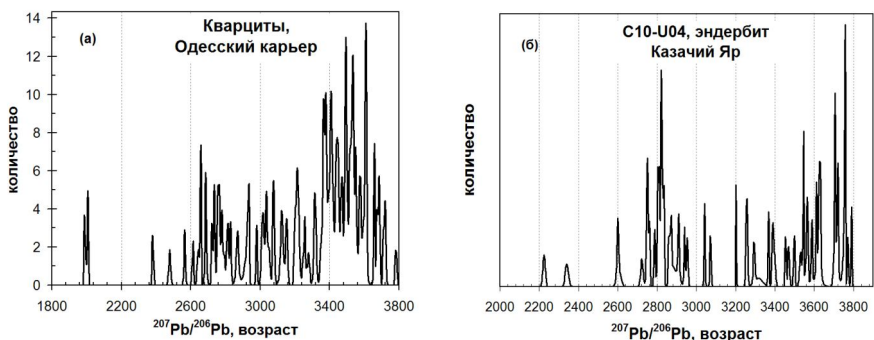


Рис. 2. Диаграммы распределения возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в цирконах из кварцитов Одесского карьера и эндербита, карьер Казачий Яр

Проведено изучение и U-Pb изотопное датирование на масс-спектрометре вторичных ионов NORDSIM цирконов из древнейших магматических пород и терригенных цирконов из метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита. Католюминесцентные изображения изученных цирконов продемонстрировали многофазное строение большинства зерен – ядро, часто очень неоднородное, и одно или несколько обрастаний. Возраст ядерных зон цирконов в эндербито-гнейсах, отобранных в карьерах Казачий Яр и Одесском на противоположных берегах реки Южный Буг достигают 3790 млн. лет. Возраст ядер терригенных цирконов в кварцитах Одесского карьера, а также в гранатовых гнейсах Завальевского графитового карьер достигает 3650-3750 млн. лет. Оболочки цирконов фиксируют два метаморфических события на уровне 2750-2850 млн. лет и около 1900-2000 млн. лет. По исключительно низкому содержанию урана в цирконах второй возрастной группы можно сделать заключение о гранулитовых условиях метморфизма в палеопротерозое.

Результаты исследования изотопного состава Hf в цирконах подтверждают первичность в истории Земли коры основного состава, из которой значительно позже (на 400-500 млн. лет) выплавились породы тоналитового состава. Именно цирконы из пород тоналитового состава возрастом 3.6-3.8 млрд. лет присутствуют в осадках в качестве терригенной компоненты [1].

Изотопно-геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение терригенных цирконов из метаосадочных магматических пород Подольского домена, Украинский щит, выявило новый фрагмент палеоархейской коры преимущественно тоналитового состава возрастом не менее 3.8 млрд. лет. Полученные данные, в совокупности с данными о возрасте терригенных цирконов из метаосадочных пород мезоархейских зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского блоков Украинского щита [2],

расширяют наше знание о масштабах формирования и геохимических особенностях ранней коры Земли.

Литература

1. Pietranik A.B., Hawkesworth C.J., Storey G.D. et al. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircon, Slave craton, Canada // *Geology*. 2008. 36. 875-878

2. Бибилова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А. и др. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов – источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднестровье, Украинский щит // *Геохимия*. 2010. 9. 899-916.

Предвестник активности позднечетвертичного вулкана Эльбрус – вулкан Палео-Эльбрус (Большой Кавказ): хронология извержений и Sr-Nd изотопная систематика пород

Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.

ИГЕМ РАН, Москва

Большой Кавказ является единственным регионом Европейской части России, где был проявлен новейший вулканизм. Магматическая активность в антропогене протекала здесь исключительно в пределах Эльбрусского неовулканического центра, в южной части которого менее 250 тыс. лет назад [Чернышев и др., 2001; и др.] сформировался Эльбрус – один из крупнейших четвертичных вулканов Европы. Предшествующая извержениям Эльбруса магматическая активность в регионе протекала в раннем неоплейстоцене (840-700 тыс. лет назад) и связана с деятельностью вулканов Палео-Эльбрус, Чучхур, Чомарткол и Таш-Тебе [Лебедев и др., 2010]. Реликты постройки наиболее крупного из них – полигенного вулкана Палео-Эльбрус наблюдаются к западу от современной вершины Эльбруса в верховьях р. Кубань, а на водоразделе ледников Кюкюртлю и Уллу-Кам в районе горы Кюкюртлюбаши (высота около 4800 м) на космических снимках видны остатки его разрушенной кратерной чаши. На возможное существование в этом месте остатков четвертичного вулкана указывалось еще в работе [Милановский, Короновский, 1973].

Согласно геологическим данным и полученным К-Аг датировкам [Лебедев и др., 2010], начальная стадия извержений Палео-Эльбруса (840-740 тыс. лет назад), скорее всего трещинного типа, была связана с образованием покровов риодацитовых игнимбринов и туфолав, сформировавших вулканокластические толщи мощностью до 120-140 м в

верховьях рек Кюкюртлю, Бийтик-Тебе и Кызылкол. Вторая стадия активности вулкана (740-720 тыс. лет назад) отмечена извержениями, скорее всего центрального типа, и образованием покровов умеренно-кислых лав, разрез которых мощностью несколько сотен метров наблюдается в уступах стен Кюкюртлю и Уллу-Кам. Последняя стадия активности Палео-Эльбруса (около 700 тыс. лет назад) [Лебедев и др., 2010] ознаменовалась формированием субвулканического массива риодацитов, обнаруженного в настоящее время в разрезе центральной части стены Кюкюртлю [Газеев, 2003]. Таким образом, общий период эруптивной деятельности полигенного вулкана Палео-Эльбрус, вероятно, не превышал 100 тыс. лет.

Анализ Sr-Nd изотопной систематики продуктов активности Палео-Эльбруса выявил следующую картину. Изученные магматические образования вулкана в целом характеризуются повышенными концентрациями Sr (285-330 г/т) и Rb (175-185 г/т). В отношении Rb можно отметить отсутствие зависимости его содержания в породах от возраста вулкаников. Концентрации Sr, напротив, довольно отчетливо различаются в породах субвулканического массива финальной стадии активности Палео-Эльбруса, с одной стороны, и умеренно-кислых вулканиках первой и второй стадий, с другой стороны (330 и 285-310 г/т, соответственно). Несколько заниженные концентрации стронция в продуктах начальной и второй стадий активности вулкана определяют в них в целом завышенные значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений (1.67-1.83 в умеренно-кислых игнимбритах и лавах первой и второй стадий и 1.59 в риодацитах субвулканического массива последней стадии). Концентрации Sm и Nd в анализированных породах вулкана Палео-Эльбрус составляют 4.9-5.1 и 28-29 г/т, соответственно. Как видно из полученных данных, обогащения или обеднения этими элементами продуктов отдельных фаз активности вулкана не наблюдается. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в проанализированных породах Палео-Эльбруса укладываются в диапазон 0.105-0.107. Заметим, что подобные величины этого изотопного отношения нами были получены ранее для других молодых пород Кавказского региона [Лебедев и др., 2006; 2010 и др.]. В целом, такой довольно низкий их уровень обычно присущ либо продуктам внутриплитного мантийного магматизма, либо коровым образованиям.

Диапазон вариаций первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в вулканиках Палео-Эльбруса незначителен и составляет 0.70638-0.70686 и 0.512527-0.512555 (или $-2.2 \dots -1.6$ в единицах ϵ_{Nd}). Важно отметить, что наблюдается достаточно четкая тенденция (менее выраженная по Sr изотопной системе и более отчетливая по изотопной системе Nd) уменьшения величин изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.70686 до 0.70638) и соответственно увеличения величин параметра ϵ_{Nd} (от -2.2 до -1.6) в породах Палео-Эльбруса от начальной к конечной стадиям его активности. Интересно, что сходная тенденция отмечается и для вулкана Эльбрус [Лебедев и др., 2010]. Лавы начальной стадии активности этого вулкана

обладают наиболее «коровыми» изотопными метками – наиболее радиогенным составом Sr (0.70587-0.70636) и наименее радиогенным – Nd ($\epsilon_{Nd} = -2.2 \dots -0.9$). Напротив, эльбрусские позднеолейстоцен-голоценовые лавы конечной (третьей) стадии имеют наименее радиогенный состав Sr (0.70535-0.70559) и наиболее радиогенный – Nd ($\epsilon_{Nd} = -1.4 \dots +0.8$). Более существенные различия в изотопном составе Sr и Nd между лавами разных фаз активности Эльбруса, по нашему мнению, являются следствием более длительного периода его эруптивной деятельности (200-250 тыс. лет). И наконец, отметим еще один важный момент. Вариации первичных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в умеренно-кислых продуктах извержений Палео-Эльбруса вполне сопоставимы с вариациями величин этих изотопных соотношений в дацитах начальной стадии активности вулкана Эльбрус ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70587-0.70636$ при $\epsilon_{Nd} = -2.2 \dots -0.9$) [Лебедев и др., 2010], что может свидетельствовать о генетическом родстве данных пород.

Работа выполнена при поддержке Программы № 4 фундаментальных исследований Президиума РАН и РФФИ (гранты № 11-05-00933-а и № 11-05-00012-а).

Литература

Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ). Автореф. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. М., 2003. 26 с.

Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Якушев А.И. // ДАН. 2011. Т. 436. №1. С. 79-85.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // Геохимия. 2010. № 1. С.45-73.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 517-522.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 280 с.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. // ДАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384-389.

Метод измерения изотопов аргона в непрерывном потоке гелия для калий-аргоновой геохронологии

Будницкий С.Ю., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А.

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Нами разработан лазерный метод выделения, очистки и измерения изотопов аргона в непрерывном потоке гелия. Схема установки представлена на рис. 1.

Для выделения аргона из исследуемого образца применяется CO₂ лазер FUSION 10.8 с водяным охлаждением, компании PHOTON MACHINES (США), с длиной волны 10 мкм и максимальной мощностью 50 Ватт. Мощности данного лазера достаточно, чтобы полностью расплавить навеску образца весом до 5 мг. Образец помещается в многозарядный держатель (диск из нержавеющей стали, в котором просверлены лунки). Держатель с пробами помещается в камеру из нержавеющей стали с Zn-Se окном для прохождения луча лазера. Конструкция камеры сделана таким образом, чтобы сквозь нее продвигался непрерывный поток гелия со скоростью 53 см³/мин. Камера имеет встроенный нагреватель для обезгаживания исследуемых проб до 250 °С.

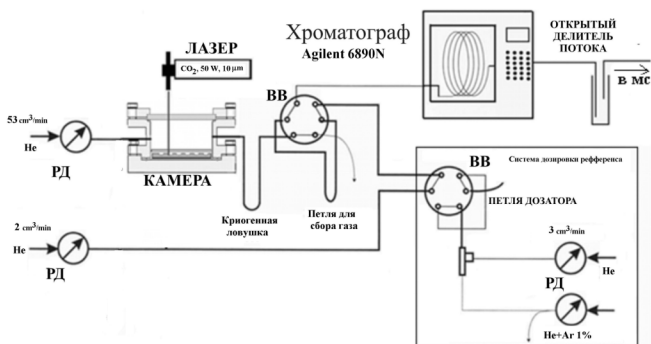


Рис. 1. Схема установки выделения, сбора и очистки аргона. РД – регуляторы давления, ВВ – шестипортовые вентили

Все выделяющиеся газы во время плавления пробы собираются на ловушке с активированным углем при температуре жидкого азота, пройдя первичную очистку на криогенной ловушке. После того, как процесс плавления закончен, и все выделившиеся газы собраны, они перемораживаются в капилляр с молекулярным ситом при температуре жидкого азота (так называемый cryo-focus). В результате смесь газов концентрируется в виде короткого импульса. Это позволяет значительно увеличить величину отношения сигнал/шум при измерении изотопов аргона.

Разделение исследуемого аргона от других газов, выделяющихся в процессе плавления образца, проводится на капиллярной кварцевой хроматографической колонке HP-MOLSIV 5A OD 0.32 длиной 30 метров. Рабочая температура термостата хроматографической колонки 20 °С. Поток гелия через капиллярную хроматографическую колонку установлен 2 см³/мин. Газы, разделяясь на колонке, имеют различное время выхода, что позволяет беспрепятственно измерять аргон.

Измерение изотопного состава аргона проводится на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Германия) одновременно на трех коллекторах. Содержания радиогенного аргона в образце рассчитывается по площадям ионных токов ^{36}Ar , ^{38}Ar и ^{40}Ar , с учетом входных сопротивлений усилителей.

Для определения количеств изотопов аргона в образце в нашей установке использован откалиброванный дозатор заданной примеси воздушного аргона в гелии. Смесь напускается равными порциями (дозами) с помощью дозатора до и после плавления пробы. Дозатор калибруется при помощи образцов с известным содержанием аргона (стандартов). Сравнивая площади под пиками изотопов референса и исследуемого аргона, мы рассчитываем количества изотопов аргона в исследуемом образце. Далее по общепринятым формулам рассчитываем количество радиогенного аргона. Калибровка дозатора показала содержание аргона-40 в порции равно 0.65 нг. Данное количество аргона в дозаторе держится неизменным уже в течение двух лет. Стандартное отклонение величины ^{40}Ar в порции, напускаемой дозатором, по серии опытов составляет 0.2 %.

Величина «холостого» опыта всей установки в течение трех лет эксплуатации не превышала 5×10^{-4} нг для ^{40}Ar и 6×10^{-6} нг для ^{36}Ar . Исследования показали, что данный метод может быть использован для анализа $\sim n \times 10^{-12}$ граммовых количеств радиогенного аргона с точностью 10%. Время, затрачиваемое на выделение, очистку и измерение изотопного состава аргона из одного образца занимает от 10 до 15 минут.

Метод был неоднократно проверен и применен для датирования различных геологических и археологических объектов, в том числе, как на «молодых» образцах вулкана Шаварын Царам (~ 500 тыс. лет)[1] и геoarхеологических обсидианов Камчатки и Приморья (1 – 5 млн. лет), так и на «древних» образцах Северной Карелии (~ 1.8 млрд. лет) [2].

Литература

1. Высоцкий С.В. и др. ДАН. 2011. Т. 439. № 1. с. 95–98
2. Высоцкий С.В. и др. ДАН 2011. Т. 440. № 5. С. 674–677

Меймечиты: возрастные датировки и геологические наблюдения

Васильев Ю.Р., Гора М.П.

ИГМ СО РАН, Новосибирск

Меймечиты севера Сибирской платформы привлекают внимание многих исследователей как оригинальные вулканические породы

ультраосновного состава с необычным соотношением петрогенных, некогерентных и редкоземельных элементов. К настоящему времени особенности вещественного состава меймечитов изучены достаточно полно, а полученные результаты использованы для построения моделей их генезиса и выяснения их роли в формировании всего многообразия пород щелочно-ультраосновного магматизма Маймеча-Котуйской провинции [1, 2, 7 и др.]. Практически все геологи, работавшие на территории этой провинции, не сомневаются, что лавы и туфы меймечитов, объединенные в маймечинскую свиту, мощность которой оценивается в 1400 м, являются составной частью разреза мощной (до 4.0–4.5 км) вулканогенной толщи провинции. По их мнению, меймечиты завершают вулканический процесс и предшествуют формированию щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов.

Вместе с тем, имеющиеся в нашем распоряжении возрастные датировки свидетельствуют о том, что меймечиты моложе вулканических и интрузивных пород Гулинского вулcano-плутона на 4.0–4.5 млн. лет и представляют собой вполне самостоятельную фазу магматического процесса Маймеча-Котуйской провинции, что подтверждается и нашими геологическими наблюдениями.

Возрастные датировки, полученные для меймечитов и других вулканитов, а также для карбонатитов Гулинского плутона подтвердили существование временного разрыва между формированием вулканогенной толщи Маймеча-Котуйской провинции и излияниями меймечитов (рис.). Возрастной интервал формирования вулканической толщи от арыджангской до дельканской свиты оценивается в 1.0–1.5 млн. лет. Возраст меланефелинитов из низов арыджангской свиты составляет 253.3 ± 2.6 млн. лет по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениям [4], а по изотопным отношениям U/Th в перовските – 252.1 ± 0.4 млн. лет [6]. Там же приведен возраст трахириодацитов из дельканской свиты равный 251.1 ± 0.5 млн. лет. Эта датировка близка к возрасту карбонатитов Гулинского плутона – 250.2 ± 0.3 млн. лет, определенному по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в бадделеите [6]. В рамках геологического времени формирование вулканогенной толщи провинции (исключая меймечиты) и последующих интрузивных фаз Гулинского плутона произошло в достаточно близком временном интервале. В свою очередь, время излияния меймечитов оценивается по соотношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в биотите в 246 ± 1.2 млн. лет и 245.5 ± 1.2 млн. лет [5].

Наши исследования показали, что меймечиты сосредоточены в локальной депрессии, сформированной в процессе постинтрузивного тектонического развития Енисей-Хагангского рифта. Эта депрессионная структура расположена на площади Гулинского плутона и окружающих его вулканогенных образований, которые к этому времени были существенно эродированы. Приведем имеющиеся в нашем распоряжении геологические доказательства.

1. Вулканогенные образования (исключая меймечиты) прорваны дунитами Гулинского плутона и в контакте с ними превращены в высокотемпературные роговики.

2. Туфо-лавовая толща меймечитов залегает на эродированной поверхности Гулинского плутона и окружающих эффузивов.

3. Меймечиты содержат ксенолиты дунитов и ксеногенный оливин, за счет дезинтеграции дунитов [3].

Таким образом, возрастные датировки и геологические наблюдения подтверждают, что меймечитовый вулканизм был по времени существенно оторван от вулканического процесса Маймеча-Котуйской провинции и представляет собой самостоятельную более молодую фазу магматизма.

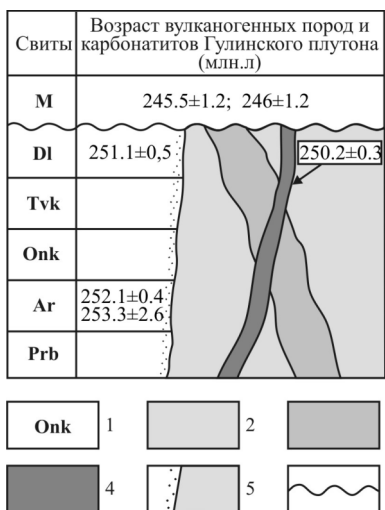


Рис. Схема геологических и возрастных отношений интрузивных и вулканических пород Гулинского вулканоплутона и меймечитов. 1 – свиты вулканогенного разреза: M – маймечинская, DI – дельканская, Tvk – тыванкитская, Onk – онкучакская, Ar – арыджангская, Prb – правобоярская; 2-4 – интрузивные породы Гулинского плутона: 2 – дуниты, 3 – породы щелочного комплекса, 4 – карбонатиты; 5 – роговики; 6 – контакт меймечитов с подстилающими породами.

Литература

1. Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений // Докл. АН СССР. 1972. т. 205. № 1. С.201-204

2. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и // Геология и геофизика. 2009. т. 50. №12. С.1293-1334

3. Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos. 1995. V. 34. P. 41-59

4. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al. High He_3 plume origin and temporal_spatial evolution // Science. 1995. V. 269. P.822-825

5. Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. No. 10. P. 2071-2073

6. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P.75-91

7. Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. et al. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. V. 477. 15 September. 2011. P.312-316

U-Pb возраст среднерифейских фосфоритовых конкреций, юрматинская серия Южного Урала

**Васильева И.М.¹, Овчинникова Г.В.¹, Горохов И.М.¹,
Кузнецов А.Б.¹, Крупенин М.Т.², Маслов А.В.²**

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Совершенствование U-Pb метода датирования хемогенных фосфоритов открыло новые перспективы для определения возраста докембрийских отложений. U-Pb системы фосфоритов (апатитов) закрываются в ходе литификации осадка и, таким образом, способны сохранять память о времени и среде седиментации. Кроме того, эволюция U-Pb систем позволяет применять для определения возраста фосфоритов два изохронных метода в координатах $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, соответственно. Однако применение этих методов возможно лишь при условии замкнутости первичных U-Pb систем апатита. Для выявления наименее измененных генераций апатита используется процедура ступенчатого растворения образцов фосфорита. В этой работе показаны возможности U-Pb метода датирования на примере фосфоритовых конкреций юрматинской серии Южного Урала.

Юрматинская серия Южного Урала является стратотипом среднего рифея. Она состоит из четырех свит (снизу вверх): вулканогенно-осадочной машакской, кварцевой зигальгинской, углисто-сланцевой зигазино-комаровской и терригенно-карбонатной авзянской. Зигазино-комаровская свита согласно залегает на кварцевых песчаниках зигальгинской свиты и в базальной пачке содержит горизонт с фосфоритовыми конкрециями, заключенных среди прослоев углистых сланцев и алевролитов. Конкреции

имеют уплощенную линзовидную форму, а диаметр их длинной оси варьирует от 1 до 5 см. Седиментологические признаки указывают на формирование конкреций *in situ* в верхних слоях нелитифицированного осадка.

Конкреции сложены тонкокристаллическим (менее 5 мкм) фтор-апатитом с аутигенным кварцем и редкими скоплениями мелких (5-20 мкм) кристаллов пирита. Изученные конкреции относятся к типу «составных» (composite) образований, в которых отсутствует зональность. Для выявления наименее измененных фракций были выбраны шесть образцов конкреций и шесть фрагментов одной из конкреций. Ступенчатое растворение проводилось в 0.1N(L1), 0.5N(L2) и 1N(L3) растворах HBr, в результате чего было получено 32 фракции. Отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в краевой части конкреции повышено по сравнению с внутренними частями (40.694 против 38.809 соответственно). Для шести других конкреций установлено, что самый радиогенный свинец в пределах каждой конкреции находится в средних фракциях L2 (отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.014-65.56), а наименее радиогенный – во фракциях L3 (35.938-47.695). Все фракции, полученные в результате ступенчатого растворения апатита, представляют одну и ту же генерацию апатита.

Рассчитанный по всем фракциям Pb-Pb возраст фосфоритов зигазино-комаровской свиты равен 1330 ± 20 млн. лет. Однако величина СКВО=3.3 для этой изохроны значимо выше 1. Это может объяснено небольшим различием первичного свинца в разных конкрециях.

По модели Стейси и Крамерса (1975) нами был рассчитан изотопный состав первичного свинца исследуемых конкреций. Три конкреции из шести характеризуются близкими значениями первичного свинца. Он равен $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 16.377 \pm 0.004$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.396 \pm 0.002$. В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративные точки фракций ступенчатого растворения этих трех конкреций (8 точек) образуют изохрону, соответствующую возрасту 1330 ± 13 (СКВО=0.42). Поскольку ступенчатое растворение фосфоритов способно привести к элементному фракционированию U от Pb, это могло привести к открытию U-Pb системы фосфоритов в современное время, что, однако, разрешает использовать Pb-Pb метод, а также график с конкордией, который применим для одноактно открытых U-Pb систем.

Измеренные отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в восьми фракциях трех образцов были поправлены на рассчитанный изотопный состав первичного свинца и эти точки помещены на график с конкордией. Нижнее пересечение дискордии с конкордией даёт значение -2 ± 16 млн. лет, что свидетельствует о современном событии нарушения U-Pb систем фосфоритов. Верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует значению возраста 1330 ± 6 млн. лет (СКВО=0.44). Рассчитанный U-Pb возраст в пределах погрешностей совпадает с возрастом, полученным по Pb-Pb изохроне – 1330 ± 13 млн. лет. Эти значения, вычисленные двумя методами, можно

считать достоверным возрастом формирования фосфоритов зигаино-комаровской свиты.

Полученный U-Pb возраст фосфоритов 1330 млн. лет согласуется со стратиграфическим положением зигаино-комаровской свиты, ниже которой залегают вулканогенная машакская свита (1350-1370 млн. лет, U-Pb возраст цирконов).

Рассчитанное в терминах двухступенчатой модели Стейси и Крамерса значение $\mu_2 = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$, характеризующее эволюцию первичного Pb, вошедшего в фосфоритовые конкреции при их формировании, равно 9.57 ± 0.01 . Низкая величина μ_2 свидетельствует о привносе мантийного свинца в осадки зигаино-комаровской свиты, что могло быть связано с среднерифейским рифтогенезом пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00810 и 11-05-00867).

Анализ, геологическая интерпретация изотопно-геохронологических данных и геодинамические реконструкции покровно- складчатых поясов Сибири

Верниковский В.А., Верниковская А.Е.

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

За последние 15-20 лет, в связи с возможностью выполнения прецизионных изотопных геохронологических работ и получением принципиально новых данных, геологические представления на эволюцию, как отдельных магматических и метаморфических комплексов, так и целых регионов, существенно изменились. Более того, использование изотопно-геохронологических данных значительно повышает уровень и корректность геодинамических реконструкций формирования крупных тектонических структур, в частности – покровно-складчатых поясов. Анализ геохронологических данных позволяет утверждать, что для получения корректных результатов, их сопоставления и геологической интерпретации необходимы правильная постановка задачи, выбор метода и квалификация исполнителей. Возможности решения геохронологических задач резко возрастают при комплексном использовании изотопных методов. За последние годы для складчато-покровных поясов Сибири выполнены сотни U-Pb анализов, разными методами (ID TIMS, SHRIMP) в разных лабораториях

Мира. На примере Енисейского кряжа и Таймыра может быть продемонстрировано комплексирование U-Pb и Ar-Ar методов, на основе разных температур закрытия изотопных систем, которое позволяет расшифровывать разные этапы геологической эволюции регионов и разрабатывать корректные палеогеодинамические реконструкции.

Так, для Енисейского кряжа установлены основные этапы неопротерозойской эволюции региона, включающие формирование палеоостровных дуг, офиолитов, аккреционно-коллизийные события и синхронные им процессы окраинно-континентального рифтогенеза и щелочного магматизма. Комплексирование изотопно-геохимических данных позволило поставить все эти события на свои места и создать геодинамическую модель формирования всего региона. Более того, использование наряду с U-Pb методами, Ar/Ar изотопных исследований численного моделирования, позволило проследить в регионе историю различных магматических и метаморфических термальных событий, а также выявить «долгоживущие» сутуры, сформированные в неопротерозое и вмещающие палеозойские и мезозойские магматические комплексы.

Таймыро-Североземельская складчато-покровная область в последние годы также стала ключевой структурой не только для понимания геодинамического развития обрамления Сибирской платформы, но и для геодинамической эволюции всей Центральной и Восточной Арктики. Во многом благодаря изотопно-геохимическим методам в формировании этого региона установлены два главных тектонических события – образование неопротерозойского аккреционного пояса, сложенного фрагментами островных дуг, офиолитов и террейнов разной природы, и поздне-палеозойская коллизия Карского микроконтинента с Таймырской окраиной Сибири.

Длительность формирования и источники вещества посторогенных гранитов северной части Балтийского щита

Ветрин В.Р., Серов П.А.

ГИ КНЦ РАН, Анапты

В северной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита посторогенными гранитоидами с возрастными 1.8-1.75 млрд. лет образован ряд массивов в обрамлении палеорифтогенной Печенгской структуры и в южной части Лапландского гранулитового пояса. К ним относятся массивы Лицко-арагубского комплекса, массивы Юоввоайв и Вайноспаа, интрузии «наттанен типа» (Наттанен, Тепасто, Помоваара, Риестоваара, Рованиеми), массивы и

дайковые тела чалозерского комплекса. Формирование гранитоидов происходило на заключительном этапе лапландско-кольской орогении при аккреции суперконтинента Нена. В последующий, анорогенный период истории развития восточной части Балтийского щита длительностью более 1 млрд. лет гранитоидный магматизм был представлен главным образом гигантскими интрузиями гранитов рапакиви с возрастными 1.67-1.47 млрд. лет. Вследствие этого изучение предшествующих рапакиви посторогенных гранитов и определение источников вещества для этих пород может явиться вкладом и в решение проблем петрологии гранитов рапакиви.

Длительность формирования массивов, а также источники вещества для исходных расплавов рассматриваются на примере хорошо изученного Лицко-арагубского комплекса (ЛАК), массивы которого образуют цепь интрузивных тел площадью около 850 км², приуроченные к зоне глубинного разлома северо-восточного простирания. С северо-востока к юго-западу увеличивается размер массивов и глубина их становления – от гипабиссальной (PН2О=2-2,5 кбар) до мезоабиссальной (PН2О=4-5 кбар). В строении интрузивных тел принимают участие породы пяти интрузивных фаз (возраст кристаллизации, U-Pb метод, млн. лет): 1 – кварцевые диориты и монцодиориты (1774±9), 2 – порфириовидные граниты и гранодиориты главной фазы (1772±4, 1763±7), 3 – мелкопорфириовидные граниты, 4 – мелкозернистые граниты (1762±9; 1765±2), 5 – кварцевые сиениты и субщелочные граниты. Температуры магматического этапа кристаллизации гранитоидов ЛАК определены в пределах от 800-850 °С до 720-660 °С при низкой степени водонасыщенности, составлявшей 1-3 %.

Для определения длительности формирования ЛАК было проведено U-Pb датирование цирконов из гранитоидов заключительной 5-й фазы и сиенитов юго-западной части Лицкого массива, представляющих собой фацию порфириовидных гранитов главной фазы на контакте с породами основного состава. U-Pb изотопный возраст цирконов из гранитоидов определен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Изотопный Sm-Nd анализ пород выполнен в Геологическом институте КНЦ РАН на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262.

Вычисленные значения TNd(DM) на 600-700 млн. лет больше возрасты кристаллизации гранитоидов ЛАК, и εNd(T) колеблется от -4.3 до -6.5 и от -6.5 до -7.8, соответственно, в кварцевых сиенитах 5-й фазы и сиенитах Лицкого массива. На диаграмме в координатах «возраст- εNd(T)» точки состава кварцевых сиенитов располагаются главным образом в области эволюции изотопного состава неодима нижней коры. Как показывают результаты изучения глубинных ксенолитов, нижняя кора региона представлена главным образом палеопротерозойскими гранатовыми гранулитами с модельными возрастными TNd(DM) = 2.4-2.7 млрд. лет и εNd(1765) от -5.6 до -6.3. Для гранитоидов 1-й и 2-й фаз ЛАК величина εNd(1765) колеблется в пределах (-6.8...-8.8), достигая -11.9 в лейкогранитах

4-й фазы. Величина $\epsilon\text{Nd}(1765)$ для сиенитов Лицкого массива близка к значениям этого отношения в порфиридных гранитах 2-й (главной) фазы, что может свидетельствовать о формировании сиенитов, так же как и гранитоидов 1-3 фаз ЛАК, за счет вещества главным образом нижней коры с существенным увеличением вклада верхней коры в составе лейкогранитов 4-й фазы.

Точки состава цирконов из кварцевых сиенитов 5-й фазы на диаграмме с конкордией располагаются на дискордии с верхним пересечением в 1746 ± 8 млн. лет ($\text{СКВО} = 0.97$), в своей нижней части проходящей через ноль. Принимая во внимание наличие осцеллярической зональности в кристаллах циркона и особенности распределение в них урана и тория, этот возраст рассматривается как время магматической кристаллизации кварцевых сиенитов.

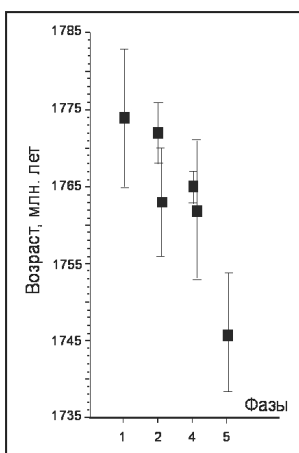


Рис. 1. Диаграмма в координатах «Фазы – возраст, млн. лет».

Как следует из приведенных данных, возрасты гранитоидов 1-4 фаз ЛАК в пределах ошибок определения частично перекрываются, и длительность их образования составляет 12 ± 9 млн. лет. Продолжительность амагматического периода между формированием гранитоидов 4-й и 5-й фаз была не менее 8-12 млн. лет, и возрастной интервал кристаллизации всех гранитоидов ЛАК равен 28 ± 9 млн. лет (рис. 1). Эти значения соответствуют длительности формирования сложных по строению батолитов и гранитоидных комплексов мира ($\geq 15-50$ млн. лет), образованных в результате многократного внедрения разновозрастных порций расплавов.

При рассмотрении Sm-Nd изотопной системы показано соответствие изотопного состава неодима гранитоидов ЛАК и гранатовых гранулитов нижней коры региона, позволяющее установить участие вещества нижней коры в составе источника гранитоидных расплавов. Цирконы из сиенитов ($T = 1758 \pm 8$ млн. лет) отличаются от цирконов сходных по возрасту

порфировидных гранитов пониженными концентрациями U и Th, близкими к их содержанию в цирконах гранатовых гранулитов, образованных при гранитизации нижней коры региона с возрастом 1750 ± 30 млн. лет. Это наряду с особенностями внутреннего строения кристаллов определяет нижнекоровое происхождение рассматриваемых цирконов и, следовательно, подтверждает геохимические данные об участии вещества нижней коры в происхождении расплавов лицко-арагубского комплекса.

Гранты РФФИ 10-05-00082-а, 11-05-12012-офи_м-2011, 10-05-00058-а, 11-05-00570-а, МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013), программа ОНЗ-6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели».

Возможности изотопной хемотратиграфии в определении времени накопления древних осадочных толщ

**Вишневская И.А.¹, Докукина Г.А.¹, Киселева В.Ю.¹,
Писарева Н.И.^{1,2}**

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²НГУ, Новосибирск

Урало-Монгольский складчатый пояс имеет очень сложное геологическое строение. В его пределах выделяются как фрагменты допалеозойских континентальных блоков с их активными и пассивными окраинами, разновозрастные островные вулканические дуги, так и многие другие тектонические единицы. При ослаблении тектонических движений и наступлении пассивного режима в затопленных областях начинали накапливаться карбонатные платформы. Эти отложения формировались, как на шельфах континентов и микроконтинентов, так и на небольших террейнах, пока не отнесенным к каким-либо тектоническим единицам. При этом для многих из них не определено время начала карбонатонакопления и, соответственно, время становления подстилающей структуры. Одним из инструментов для решения этой задачи является метод изотопной хемотратиграфии карбонатных осадочных пород, который позволяет корректно оценить возрастной интервал седиментогенеза.

В данной работе представлены результаты исследования отложений различного возраста и геодинамической принадлежности. Рифейские породы окраины Сибирской платформы изучены на территории Енисейского кряжа. Венд-кембрийские отложения исследованы в пределах Центрально-Азиатского сегмента и представлены породами шельфа юга Сибирской платформы (байкальская серии), чехлов Тувино-Монгольского (боксонская и хубсугульская серии, мурэнская свита, В. Саян, С. Монголия) и Дзабханского

(цаганоломская и баянгольская свиты, З. Монголия) микроконтинентов, а также Батеневского террейна (енисейская серия, Кузнецкий Алатау).

Для оценки сохранности изотопных (С-О и Rb-Sr) систем на первом этапе был проведен макроскопический отбор наименее измененных образцов, у которых в дальнейшем были определены содержания Mn, Fe, Sr, Mg и Ca атомно-абсорбционным методом на приборе SP9 PI UNICAM (ИГМ СО РАН, Новосибирск) на предмет соответствия геохимическим критериям сохранности изотопной системы ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} > +20\%$; $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ для известняков и $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.6$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 3.0$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 1.2$ для доломитов [Кузнецов и др., 2010]). Изотопный состав Sr измерялся на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск) и Triton PI (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Содержание Rb и Sr исследовалось методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ 1201Т (ИГМ СО РАН). Анализ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ проводился на приборе Finnigan MAT-253 с подключенной линией пробоподготовки Gas Bench II (ИГМ СО РАН).

Полученные данные по изотопному составу Sr (вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале от 0.7053 до 0.7061) и С ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от +0.4‰ до +5.3‰) для пород Енисейского кряжа показали, что карбонатные породы сухопитской, тунгусикской и широкинской серий имеют позднерифейский возраст и могут быть сопоставлены с осадочными толщами трех ключевых разрезов докембрия Северной Евразии: последовательностью свит деревнинской-буровой-шорихинской Туруханского поднятия, лахандинской серией Учуро-Майского региона и каратавской серией Южного Урала. Изученные карбонатные отложения накапливались более 750 млн. лет назад до проявления глобальных оледенений в криогении, согласно Международной стратиграфической шкале. Это также подтверждается отсутствием тиллитовых горизонтов и отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в изученных сериях [Вишневская и др., 2012].

Первичный изотопный состав стронция для наименее измененных карбонатов Тувино-Монгольского микроконтинента варьирует в интервале от 0.7073 до 0.7086. Наиболее низкие отношения получены для отложений забитской (нижняя часть боксонской серии) и мурэнской свит, которые также характеризуются высокими, до аномальных (от +3‰ до +10.5‰), положительными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Следовательно, формирование карбонатного чехла этого микроконтинента началось 600-580 млн. лет назад и продолжалось до середины кембрия [Кузнецов и др., 2010]. Установлено также, что тиллиты, подстилающие различные стратиграфические единицы венд-кембрийского чехла, являются результатом одного оледенения, сопоставимого по возрасту с глобальным событием Марино (650-630 млн. лет назад).

Исследование изотопного состава Sr и С (вариации $\delta^{13}\text{C}$ взяты из [Brasier et al., 1996]) карбонатных пород Дзабханского террейна показало, что изотопный состав стронция неизмененных известняков цаганоломской свиты варьирует в интервале от 0.7072 до 0.7079, а значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ высокие

положительные от +3 до +10.4%. Это сопоставимо как с данными, полученными для мурэнской свиты Тувино-Монгольского террейна, так и с кривыми вариаций изотопного состава Sr и C в древнем океане 590-560 млн.лет назад. Показано, что тиллитовый горизонт в основании свиты приурочен так же к оледенению Марино. Для вышележащей баянгольской свиты характерно отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7084-0.7086 и значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -1.7 до +5.0%, что указывает на раннекембрийский возраст отложений [Вишневская, Писарева, 2011].

Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для известняков енисейской серии повышается с 0.7075 в нижней части серии (биджинская свита) до 0.7085 в верхах разреза (сорнинская свита). Изотопный состав C повышается от -1.8‰ у основания серии до +6.1‰ в средней части. Для второй половины разреза серии характерны более низкие значения от -2.5 до +3.7‰. Следовательно, породы енисейской серии начали формироваться в венде (580-550 млн. лет назад) и их накопление проходило до второй половины раннего кембрия (525-517 млн. лет назад) [Летникова и др., 2011].

Изотопный состав стронция, изученный в наименее измененных известняках байкальской серии, варьирует в интервале 0.7084-0.7087. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ находятся в высокой положительной области (от +4 до +8‰) [Хабаров, Пономорчук, 2005]. Сопоставления полученных изотопных данных с кривыми вариаций изотопных составов Sr и C в воде палеоокеана показывает, что накопление карбонатов байкальской серии проходило 550-520 млн. лет назад [Летникова и др., 2006].

Вышеописанные результаты показывают широкий спектр применения метода изотопной хемотратиграфии при сопоставлении друг с другом одновозрастных отложений и тилитовых горизонтов, установления соотношений подразделений Российской и Международной стратиграфических шкал, определения времени карбонатонакопления палеонтологически неохарактеризованных толщ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01030, 10-05-00971, 12-05-00569, 12-05-00628), Президиума СО РАН (проект № 19), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11, 53.68.

Литература:

- Вишневская И.А. и др. Геология и геофизика. 2012. т. 443. № 4. с. 1–5
Вишневская И.А., Писарева Н.И. Стрoение литосферы и геодинамика: Мат. XXIV Всеросс. молод. конфер. 2011. с.78-79
Кузнецов А.Б. и др. ДАН. 2010. т. 432. №3. с. 350-355
Летникова Е.Ф. и др. Геология и геофизика. 2011. т.52. №10. с. 1466-1487
Хабаров Е.В., Пономорчук В.А. Геология и геофизика. 2005. т. 46. №10. с. 1019-1037
Brasier M. D. et al. Geol. Mag. 1996. V.133. №4. p. 445-485
Halverson G.P. et al. Precambrian Research. 2010. V.182. p. 337–350

Возраст золото-сульфидного рудообразования Шаухохского рудного поля (Северная Осетия, Россия)

**Волкова М.М.^{1,2}, Костицын Ю.А.², Бычков Д.А.¹,
Борисов М.В.¹, Полквой А.П.³**

*¹МГУ, Москва; ²ГЕОХИ РАН, Москва; ³Управление по
недропользованию по РСО – Алания, Владикавказ*

Установление возраста рудно-метасоматических образований во многих случаях представляет собой задачу нетривиальную. Особенно, если вмещающей матрицей метасоматитов оказываются карбонатные толщи. С такой проблемой мы столкнулись при исследовании рассеянной золотой минерализации в пределах Шаухохского рудного поля в Северной Осетии. Минерализация связана с тонкими прожилками в мраморизованных углистых известняках и мраморах гизельдонской свиты (P₁₋₂). Необходимо было установить, связаны ли эти рудные образования с какими-либо из разновозрастных магматических образований, известных в регионе.

Шаухохское рудное поле расположено в пределах Адайхох-Шаухох-Дарьяльской структурно-формационной зоны Северной Осетии (верховья р. Мидаграбиндон, абс. высоты 2000-2400 м). Выявленное (ОАО «Севостеологоразведка») золотое оруденение на участках Кабутау и Ларцидон представлено золото-сульфидно-углеродистым семейством формаций. В пределах или вблизи Шаухохского рудного поля широко развиты магматические образования, с которыми может быть связано золото-сульфидное оруденение. Это дайковый комплекс диабаз-пикритовой формации (J₂) и породы субвулканической фации Ларцикомского штока (андезито-дациты и др., N₂). На расстоянии 3-8 км установлены многочисленные выходы Джимарского полифазного массива гранитоидов плиоценового возраста [Лебедев и др., 2009].

Уже при постановке задачи геохронологические исследования сталкивались с рядом проблем. Первая заключалась в выборе метода изотопных исследований. Применить U-Pb метод мы не могли, поскольку в породах отсутствовали цирконы сингенетичные рудному процессу. Также невозможно было использование и Sm-Nd метода, поскольку, согласно геологическим данным, предполагаемый возраст оруденения должен быть сравнительно молодой – KZ или MZ. Относительно Rb-Sr метода возникали серьёзные сомнения, удастся ли датировать породы, сложенные преимущественно карбонатным материалом с высокими концентрациями стронция (350-1100 мкг/г) и весьма малым содержанием рубидия (4-9 мкг/г).

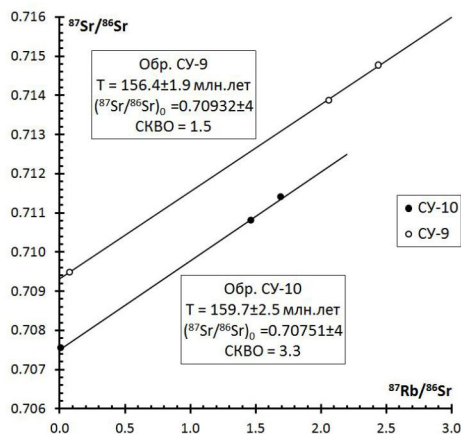


Рис. Rb–Sr диаграмма для двух проб углистых мраморизованных известняков гизельдонской свиты с золото–сульфидной минерализацией

При изучении строения и состава образцов Шаухохского рудного поля на сканирующем электронном микроскопе (Jeol JSM-6480LV, МГУ) были установлены биотит, хлорит, альбит, сфен, мусковит, флогопит и ряд рудных минералов. Однако размер зёрен этих минералов был слишком мал (~ n мкм), чтобы выделить их как отдельные фракции. Поэтому мы решили удалить карбонатную составляющую из пород, так чтобы остались только силикатные минералы, пригодные для Rb-Sr датирования. Для этого была применена следующая методика. Небольшие куски породы, помещенные в 50 мл пробирку, были залиты 15 % уксусной кислотой, закрыты крышкой и оставлены на 2 суток. Использовать уксусную, а, например, не соляную кислоту, было решено из соображения, что сильная кислота может нарушить структуру силикатов и привести к частичному выщелачиванию рубидия и/или стронция. Нерастворившаяся в уксусной кислоте силикатная фракция была отфильтрована, высушена и разделена на 2 составляющие: магнитную и немагнитную. В итоге вместе с исходной породой для одного образца мы могли получить три фракции, что критически мало для построения надёжной изохроны. Поэтому для геохронологических исследований мы взяли две пробы, представляющие собой темно-серые массивные мраморизованные известняки: CY-9 и CY-10 (участок Ларцидон, правый берег р. Мидаграбиндон), отобранные на расстоянии 400 м друг от друга. Эти пробы были разделены на фракции, согласно описанной выше методике. Рентгеноструктурные исследования (ДРОН-УМ1, МГУ) показали присутствие во всех 6 фракциях карбонатов (доломит, кальцит, анкерит), Mg-Fe хлорита, биотита и мусковита в различных пропорциях.

Rb-Sr изотопные исследования проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Концентрации Rb и Sr измерены методом изотопного разбавления. Навески образцов по 20-30 мг после добавления смешанного трассера ^{84}Sr - ^{85}Rb растворялись в смеси HF и HNO₃ (5:1). Разложение проводилось три дня в тефлоновых бюксах под лампой при постоянном перемешивании. Сухой остаток переводился в хлоридную форму и методом ионообменной хроматографии выделялись Rb и Sr. Изотопный состав Sr, концентрации Rb и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton. Относительная аналитическая погрешность составляет 1 % для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $\sim 0.006\%$ для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Статистическая обработка данных проводилась по программе Isoplot 3.0/Ex. На рисунке показаны зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для обеих проб. Точки, отвечающие разным пробам, образуют две практически параллельные изохроны, отвечающие возрасту 156.4 ± 1.9 млн. лет для пробы СУ-9 и 159.7 ± 2.5 млн. лет для пробы СУ-10, но с существенно различными начальными изотопными отношениями Sr 0.70932 ± 4 и 0.70751 ± 4 соответственно. Заметные различия в начальном изотопном составе стронция изученных проб могут быть связаны как с гетерогенностью метаморфизованной толщи, так и с различными пропорциями смешения стронция вмещающих известняков и рудоносного флюида.

Совпадение возраста для двух образцов даёт уверенность, что при использованном мягком выщелачивании карбонатов не происходило фракционирование рубидия относительно стронция и Rb-Sr система отражает время установления изотопного равновесия между карбонатной и силикатной составляющими в этих породах, т.е. время формирования рассеянной минерализации. Проведённые геохронологические исследования позволяют сделать вывод о том, что формирование золотого оруденения в породах Шаухохского рудного поля происходило в средней юре и, вероятно, связано с дайковым комплексом диабаз-пикритовой формации.

Хронология образования девонских вулканитов, силлов и даек в Минусинском прогибе

**Воронцов А.А.¹, Федосеев Г.С.^{2,3}, Травин А.В.²,
Андрющенко С.В.¹**

*¹ИГХ СО РАН, Иркутск; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск;
³НГУ, Новосибирск*

Минусинский прогиб является одним из крупнейших элементов Алтае-Саянской рифтовой области. Развитие Минусинского прогиба было тесно сопряжено с образованием девонских вулкано-субвулканических ассоциаций,

которые вскрываются по обрамлению прогиба и в антиклинальных складках – куполах, приуроченных к его внутренним участкам. В этих ассоциациях широко распространены субшелочные покровные базальты, трахириолиты, риодациты, а также силлы и дайки долеритов. Установление их возраста имеет принципиальное значение для определения времени заложения Минусинского прогиба, характера взаимосвязи магматизма и структурообразующих процессов, а также этапов проявления этих процессов, что, в свою очередь, позволяет оценивать вещественную эволюцию магматических источников во времени и их связь с геодинамическими условиями формирования рифтовой области.

Учитывая острый дефицит надежных геохронологических данных для магматических пород, нами выполнены ^{40}Ar - ^{39}Ar исследования базальтов и долеритов Копьевского купола в Минусинском прогибе. Изученные породы участвуют в строении осадочно-вулканогенных отложений, обнажающихся по правому борту р. Чулым, ниже п. Копьево. С учетом данных бурения 1200-метровой скважины, в основании толщи залегает 25-метровый слой риодацитовых туфов, которые выше по разрезу чередуются с покровами трахиандезитов и базальтов, редкими прослоями лапиллиевых риодацитовых туфов, туффитов, туфогенных песчаников и известняков. На разных уровнях присутствуют силлы и дайки долеритов.

Возраст пород определялся по плагиоклазам, которые выделялись под бинокляром после обогащения по стандартной методике магнитной сепарации. Изотопно-геохронологические ^{40}Ar - ^{39}Ar исследования проводились на оборудовании ИГМ СО РАН (Новосибирск) методом ступенчатого прогрева.

Возрастные спектры монофракций плагиоклаза из базальтов и долеритов (рис. 1) начинаются с относительно пониженных значений возраста. Затем, после лестницы вверх, наблюдается плато, по которому вычисляется абсолютный возраст. Возрасты двух образцов базальтов Копьевского купола (402.5 ± 5.5 и 404.7 ± 5.0 млн. лет) в пределах ошибки совпадают с ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастом (402.4 ± 4.0 млн. лет) покровных риодацитов имирской свиты Сисимского разреза [Федосеев и др., 2003]. Они также хорошо согласуются с результатами U-Pb датирования цирконов из трахириодацитов в том же разрезе (407.5 ± 0.2 млн. лет [Бабин и др., 2004]). С учетом данных [Федосеев и др., 2003] время начала внедрения долеритовых силлов (район Усть-Кокса – 405 ± 3 млн. лет) соответствует возрасту формирования вулканитов, но растягивается примерно на 20 млн. лет (Копьевский купол – 391.5 ± 5.1 , Шира-Шунетский район – 395 ± 2 и 386 ± 4 млн. лет). Наиболее поздними являются долеритовые дайки (район Усть-Кокса – 385 ± 4 , Копьевский купол – 364.2 ± 5.5 млн. лет).

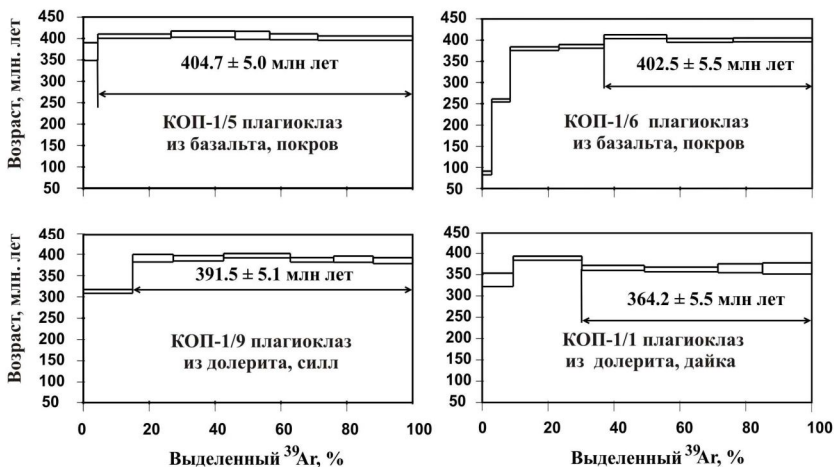


Рис. 1. Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базальтов и долеритов Копьевского купола Минусинского прогиба

Приведенные результаты в совокупности с полученными ранее данными [Бабин и др., 2004; Федосеев и др., 2003] показывают, что история формирования Минусинского прогиба была связана с девонским магматизмом, который протекал в возрастном диапазоне 405-364 млн. лет в течение, по меньшей мере, двух этапов. Первый этап охватил интервал 405-386 млн. лет. Начало этого этапа соответствует началу раннего девона (405-402 млн. лет), характеризуется максимальной магматической продуктивностью и отвечает времени заложения прогиба. В это время формировались преимущественно субщелочные бимодальные базальт – риодацитовые вулканические комплексы и началось внедрение долеритовых силлов. Образование долеритовых силлов продолжалось до конца первого этапа. На втором этапе в диапазоне 385-364 млн. лет магматическая активность была резко подавлена, что зафиксировано в редких долеритовых дайках, объемы которых несоизмеримо меньше по отношению к вулканитам и силлам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00055).

Литература

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 3. С 367-370

Федосеев Г.С., Ратанов Л.С., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование силловых комплексов и вулканитов Минусинского межгорного прогиба

Метод химического микрозондового датирования U-Th-содержащих минералов: состояние и перспективы использования

Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Шапова Ю.В.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

В последние десятилетия новый импульс в своем развитии получил метод химического (неизотопного) микрозондового датирования U-Th-минералов («chemical dating», см. например, [1-3]), практически единственный для оценки возраста уранинита, монацита и других минералов с высоким содержанием U и Th, часто существенно гетерохронных на микроуровне. Датировки этих минералов изотопными методами в масс-спектрометрическом варианте с ионным «зондированием» (лазерной абляцией) проб встречаются с некоторыми сложностями и недостаточно востребованы на практике. Большое число зарубежных работ посвящено применению методики химического датирования для определения возраста геологических объектов (немых осадочных толщ и др.), требующем просмотра большого количества зерен U-Th-минералов; в России в этой области известны лишь отдельные публикации. Несмотря на широкий опыт использования метода и сегодня в его рамках остается нерешенным ряд вопросов, касающихся оптимизации условий проведения анализа, выбора схем обработки данных и поиска кристаллохимических критериев замкнутости U-Th-Pb-системы минералов.

Цель работы – развитие методики микрозондового анализа и совершенствование процедуры химического датирования U-Th-минералов; датирование минералов из ряда «эталонных» геологических объектов Урала и Сибири (пегматитов Ильменских гор и «самоцветной полосы» восточного склона Среднего Урала, верхнепалеозойских гранитоидов, Ильмено-Вишневогорского метаморфического комплекса, интрузивных комплексов фундамента Западной Сибири, метасоматических пород и руд Пышминско-Ключевского и Шабровского тальк-магнезитового месторождения и др.); анализ кристаллохимических особенностей минералов и физики радиационно-термических эффектов как основы для обоснования и геологической интерпретации датировок.

Рентгеноспектральный микрозондовый анализ. Для микроанализатора Cameca SX 100 усовершенствована методика анализа ряда U-Th-минералов-геохронометров, включающая регистрацию и анализ карт распределения в

зернах интенсивности характеристического рентгеновского излучения, качественный и количественный анализ состава минералов с выбором аналитических линий, условий измерения, учетом фона, коррекцией содержания и наложения пиков, с выбором времени измерения элементов и оценкой погрешности их определения. Методика позволяет снизить пределы определения U, Th, Pb и повысить воспроизводимость данных.

Датирование модельной системы. Проведено обоснование новых подходов и совершенствование обчета аналитических микронзондовых данных на основе исследования эволюции модельной U-Th-Pb-системы: разработана методология и созданы программные продукты для выполнения вычислительного эксперимента по моделированию системы и расчета значений ее Th/Pb- и U/Pb-возраста; изучено влияние на погрешность датировки различных параметров системы (U-Th-состава, соотношения содержаний U и Th, возраста, дисперсии содержаний U и Th, статистики выборки данных, погрешности определения элементов), а также наличия нерадиогенного свинца (потерь радиогенного) и полихронности системы; предложены рекомендации для повышения объективности анализа с возможностью отбраковки недостоверных результатов.

Датирование природных минералов. Выполнены исследования химической зональности U-Th-минералов из ряда уральских и сибирских объектов, проведено их датирование, выполнено сопоставление значений возраста в различных точках зерен, полученных по содержанию Th, U и Pb, с данными трех изохронных Th*/Pb-, Th/Pb- и U/Pb-методов расчета, основанных на определении возраста регрессионным методом по всей совокупности аналитических точек. Полученные химические датировки минералов, в том числе и биминеральные, сопоставлены с изотопными данными; отмечено удовлетворительное согласие результатов двух методик.

Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов. С использованием КР-, ИК-, ЭПР и оптической спектроскопии исследованы особенности кристаллохимии и радиационного разупорядочения монацитов, уранинитов и ряда других минералов-геохронометров в связи проблемой замкнутости их U-Th-Pb-системы. Показано, что детальное исследование текстуры зерен, их состава, химической гетерогенности, особенностей изоморфизма ионов U, Th и спектроскопических свойств минералов является необходимым этапом, предшествующим их химическому датированию и создающим эмпирическую основу для выявления полихронности зерен. В ряде случаев кристаллохимические данные позволяют констатировать факт вторичных преобразований минералов, делать заключения о сходстве (различии) условий и времени кристаллизации различных зон кристаллов, о возможных искажениях (переустановке) U-Th-Pb-системы минералов под действием внешних воздействий с возможной отбраковкой части аналитических данных.

Представляется, что классический метод микрозондового датирования и сегодня не утратил своей перспективности на фоне широко используемых изотопных подходов как первичный низкочувствительный экспресс-метод. Это связано с использованием современных микрозондов высокой чувствительности, а также сопоставительных схем расчета возраста, в том числе и изохронного для нескольких минералов с существенно различным содержанием U и Th в сочетании с детальным изучением кристаллохимических особенностей зерен и степени их термо-радиационного повреждения. Актуальными представляются работы по датированию древних минералов с низким содержанием U и Th – циркона, ксенотима, бадделеита и др.

Работа выполнена в рамках федеральной программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (контракт № 02.740.11.0727), а также программы Президиума РАН 23 (проект № 12-П-5-1020), междисциплинарного проекта УрО РАН № 12-М-235-2063, при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00035 и гранта молодых ученых УрО РАН № 11-5-НП-307.

Литература

1. Вотяков С.Л., Шапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург. 2011. 336 с.

2. Cocherie A., Albarede F. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // Geoch. Cosmoch. Acta. 2001. V. 65. № 24. P. 4509–4522

3. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569–586

Аналитический комплекс на базе TIMS Triton Plus и MC SF ICP-MS Neptune Plus в ИГГ УрО РАН как инструмент для решения задач изотопной геологии на Урале

**Вотяков С.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Лепихина Г.А.,
Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В.**

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Изотопная геология – основа для решения многих фундаментальных и прикладных геологических проблем, в частности, исследований ранней

аккреции Земли и ее последующей эволюции (формирования коры, дифференциации мантии, эволюции системы кора-мантия и т.д.). Развитие изотопной геологии базируется как на эволюции теоретического подхода при интерпретации экспериментальных данных применительно к геологическим парадигмам, так и на совершенствовании аналитического обеспечения работ. Необходимое условие получения значимых результатов в изотопной геологии – наличие современной приборной базы – прецизионных масс-спектрометров, совмещенных со «средой пробоподготовки» для анализа («суперчистой химией»).

В ИГГ УрО РАН изотопная геология как самостоятельное научное направление развивалась с 70-х гг. на основе использования ряда отечественных масс-спектрометров (МИ13-05, -09, -11, - 20, МИ-1201), сменяющих друг друга по мере модернизации; однако их характеристики всегда уступали зарубежным аналогам. В 90-е годы работы по изотопной геологии строились на основе кооперации с зарубежными коллегами и с лабораториями предприятий уральского ВПК, где были развернуты зарубежные масс-спектрометры (Element-2, МАТ-262 и др.). В 2011 г. в институте запущены в работу два прецизионных масс-спектрометра TIMS Triton Plus и MC FS ICP-MS Neptune Plus, разработки 2009 г. фирмы Thermo Fisher Scientific (рис. 1), размещенные в специализированных помещениях, оборудованных системами кондиционирования воздуха, газо- и электроснабжения, пространственно совмещенные в единый изотопный модуль с производственным стерильным помещением класса чистоты 6 ИСО по ГОСТ 14644-1-2002, предназначенным для пробоподготовки геологического материала [1-4]. Общая площадь модуля около 120 м² (рис. 2); по степени чистоты рабочей атмосферы, помещения ранжированы на три зоны – черную (коридор), серую (тамбуры комнат 119, 121Б) и белую (комнаты 117, 119, 121А).

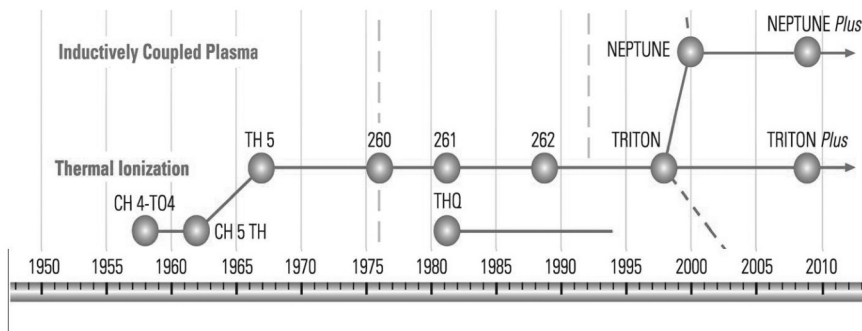


Рис. 1. Эволюция масс-спектрометров Thermo Fisher Scientific.

Созданный аналитический комплекс на базе TIMS Triton Plus позволяет осуществлять анализ изотопов Li, B (в виде оксидов), Ca, Sr, Nd, Hf, W, Os (в виде оксидов), Pb, Th, U; масс-спектрометр MC FS ICP/MS Neptune Plus допускает анализ изотопов Li, B, Mg, Si, Ca, Cr, Fe, Zn, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Nd, Hf, W, Os, Hg, Pb, Th, U.

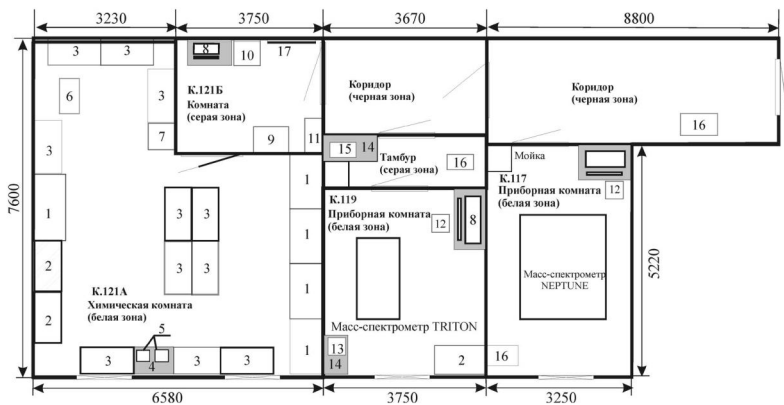


Рис. 2. Схема размещения оборудования в изотопном модуле. 1 – вытяжные шкафы, 2 – шкаф с ламинарным потоком воздуха, 3 – стол лабораторный, 4 – стол весовой, 5 – весы аналитические, 6 – шкаф для посуды, 7 – мойка, 8 – PC, 9 – стол письменный, 10 – холодильник для хранения реактивов, 11 – стеллаж, 12 – место оператора, 13 – аппарат для приварки катодов, 14 – стол для пробоподготовки, 15 – откачной пост, 16 – холодильная установка, 17 – электропит. Линейные размеры – в мм.

В настоящее время в институте проводится определение концентраций и изотопного состава Rb и Sr, Sm и Nd методом изотопного разбавления (ID-TIMS); осуществляется анализ изотопного состава свинца методом TL_N MC FS ICP/MS; на стадии завершения находится отработка методик определения PGE (ID MC FS ICP/MS) и Re-Os (ID-TIMS) кислотным разложением в Carius tube (консультант И. Пухтель, Maryland University); начаты работы по постановке методики U-Pb датирования акцессорных минералов (ID-TIMS), определения изотопного состава Li (TIMS Triton Plus) и Fe, Cu, Zn с помощью MC FS ICP/MS Neptune Plus.

На основе использования аналитического комплекса планируется выполнение целого ряда программ и проектов по решению фундаментальных и прикладных геологических проблем Урала.

Работа выполнена в рамках федеральной программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (контракт 02.740.11.0727), а также программы Президиума РАН 23 (проект 12-П-5-1020),

междисциплинарного проекта УрО РАН 12-М-235-2063 и при поддержке гранта РФФИ 11-05-00035.

Литература

Чистые помещения: Пер. с японск. / Под ред. И.Хаякавы. М.: Мир, 1990. 456 с.

1. Handbook of cleanroom practice. Ecomed Verlag, Landsberg, 1992. 262 p.
2. Liebermann, A. Contamination control and cleanrooms. Van Nostrand Reinhold, New York, 1992, 304 p.
3. Tolliver, D.L. (ed.): Handbook of contamination control in microelectronics. Park Ridge (New Jersey): Noyes Publications, 1988, 488 p.
4. Whyte, W. (Ed.) Cleanroom Design, Wiley, Chichester, 1991. 357 p.

Возрастные рубежи и Nd-Sr-Pb изотопная систематика палеозойских щелочно-мафитовых интрузивов Кузнецко-Алтайского региона Южной Сибири

**Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И.,
Войтенко Д.Н., Тишин П.А.**

НИ ТГУ, Томск

В пределах Кузнецко-Алтайского блока Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) локализованы небольшие по размерам дифференцированные интрузивные массивы щелочно-основного состава, становление которых происходило в диапазоне от среднего кембрия до раннего девона. На северном и восточном склонах Кузнецкого Алатау они представлены разновозрастными ассоциациями K-Na щелочных габброидов, основных и ультраосновных фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. По нашим данным, наиболее древними здесь являются базиты и карбонатиты верхнепетропавловского комплекса (Sm-Nd, 509±10 млн. лет). Близкий изотопный возраст (U-Pb, 489±10 млн. лет), соответствующий хроногранице кембрий-ордовик, имеют тералиты когтахского габбро-сиенитового комплекса. Предположительно, производными раннедевонского этапа щелочного магматизма образованы сразу несколько интрузивных массивов: Кия-Шалтырский, Дедовогорский, Белогорский, Кургусульский, Горячегорский и ряд мелких тел, сложенных породами габбро-фойдолит-нефелинсиенитовой петрографической серии. По результатам Sm-Nd изотопного датирования, проведенного по минералам и валовым пробам пород двух первых из них, более ранние базитовые и фойдовые дериваты

могли внедряться в очень узком временном интервале ~407-405 млн. лет назад, а завершающей фазой послужили нефелиновые сиениты, чей U–Pb изотопный возраст составляет ~401 млн. лет. На сопредельной территории Горного Алтая к проявлениям сходного магматизма следует отнести щелочно-основной карбонатитсодержащий комплекс эдельвейс. Отличительной чертой слагающих его щелочных клинопироксенитов и сиенитов является калиевая петрохимическая специфика, однако внедрение происходило, по-видимому, синхронно (Ar–Ar, T ~ 507 млн. лет) с базитами и карбонатитами верхнепетропавловского комплекса в Кузнецком Алатау. Это позволяет объединять их в составе крупной раннепалеозойской изверженной провинции ЦАСП как производные плюмового магматизма.

Несмотря на разницу в возрасте, изученные щелочные породы и карбонатиты обладают сходным изотопным составом неодима ($\epsilon_{NdT} +4.0...+6.8$), свидетельствующим о родстве их магматических источников в умеренно деплетированной мантии с возможной комбинацией PREMA+E–MORB резервуаров и примесью вещества обогащенного литосферного субстрата EM-типа. Вместе с тем, величина ϵ_{SrT} значительно варьирует от -11 до +33 с возрастанием отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032-0.7065) в породах более поздних интрузивных фаз, что предполагает разную степень их коровой контаминации. Под ее влиянием также заметно трансформированы изотопно-кислородные системы породообразующих минералов ($\delta^{18}OSMOW +7...+15$ ‰). Для обоснования изотопной неоднородности состава многих карбонатитсодержащих магматических комплексов, особенно на платформах, наиболее предпочтительным считается вариант разномасштабного смешения вещества NIMU-плюмового компонента и материала обогащенной мантии EM-I. Для оценки степени участия NIMU в развитии палеозойского щелочного магматизма Кузнецко-Алтайского сегмента ЦАСП впервые получены данные по распределению изотопов свинца в породах 4-х интрузивных массивов. На общепринятых Pb/Pb-диаграммах значения его первичных изотопных отношений в субщелочном габбро и фойдолитах Кузнецкого Алатау ($^{208}Pb/^{204}Pb$ in 37.465-37.829; $^{207}Pb/^{204}Pb$ in 15.529-15.572; $^{206}Pb/^{204}Pb$ in 17.924-18.626) группируются вдоль линии NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) изотопной эволюции океанических базальтов вблизи поля MORB-компонента. В пределах мантийного тетраэдра, обычно выделяемого для изотопной систематики глубинных резервуаров, составы магматических пород формируют короткий линейный тренд в направлении от MORB к более общему и универсальному FOZO-домену, композиционно сопоставимому с преобладающей умеренно истощенной мантией типа PREMA (рис. 1). По-видимому, в более молодых интрузивах раннедевонского возраста его доля постепенно увеличивается. Несколько по-другому следует интерпретировать изотопные особенности свинца ($^{208}Pb/^{204}Pb$ in 38.021; $^{207}Pb/^{204}Pb$ in 15.637; $^{206}Pb/^{204}Pb$ in 19.672) в щелочном клинопироксените комплекса эдельвейс в Горном Алтае. Наряду с веществом

указанных мантийных компонентов, значительное участие в формировании базитов мог принимать материал HIMU, присутствие которого по уровню изотопных соотношений свинца в породах вполне сопоставимо с некоторыми производными внутриплитного магматизма не только на континентах, но и в океане (рис. 1). В этом случае существует вероятность магмогенерации в обстановке смешения плюмового компонента и продуктов плавления измененной океанической литосферы. Поведение редких элементов, наблюдаемое в породах щелочных интрузивов, как раз свидетельствует о комбинированном источнике базитовых магм типа OIB+E-MORB или OIB+SZB, что позволяет предполагать их становление в сложной обстановке взаимодействия активной континентальной окраины с внутриплитным магматическим источником.

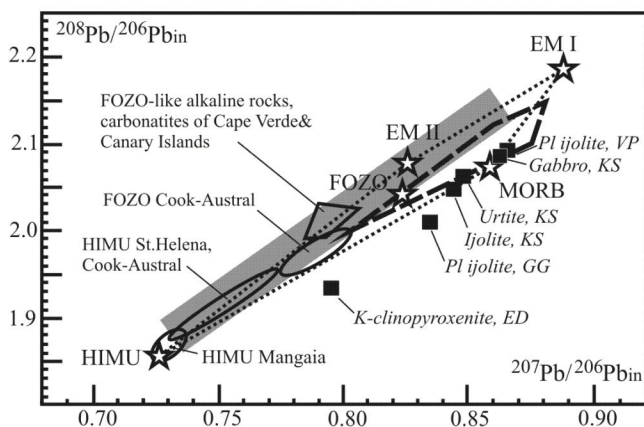


Рис. 1. Изотопный состав свинца в щелочных породах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Черные квадраты – составы пород Верхнепетропавловского (VP), Кия-Шалтырского (KS), Горячегорского (GG), Эдельвейс (ED) массивов. Жирным пунктиром околонуено поле MORB по Stracke et al., 2005. Серым цветом показана область нефелинит-карбонатитовых центров Восточно-Африканского рифта по Bell&Tilton, 2001. Поля составов базальтов, щелочных пород и карбонатитов океанских островов приведены по Stracke et al., 2005; Hoernle et al., 2002; de Ignacio et al., 2006. Проекция мантийного тетраэдра (точечный пункт) и его компоненты HIMU, FOZO, MORB, EM I, EM II нанесены по Hart et al., 1992.

В соответствии с одной из геодинамических моделей каледонид ЦАСП, на рубеже 500 млн. лет назад его Кузнецко-Алтайским сегментом была перекрыта горячая точка, дренирующая PREMA-резервуар. По-видимому, именно ее воздействие на литосферу привело к длительной (около 100 млн. лет) магматической активности и формированию щелочных комплексов

палеозоя. С учетом их разного возраста и сходства состава изотопов Nd допускается, что инициальный плюм метасоматизировал нижнюю часть литосферы и ее повторное плавление приводило к появлению магм с близкими изотопными параметрами.

Исследования поддержаны Министерством образования и науки России (проекты №№ 16.740.11.0355, П1119, П1157).

U-Pb изотопная система акцессорных цирконов из среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: геологическая интерпретация геохимической неоднородности

Гагиева А.М., Жуланова И.Л.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Среднепалеозойские вулканиты чехла Омолонского массива (ОМ), слагающие мощную (до 2000 м) субаэральную кедонскую серию (лавы, игнимбриты, туфы кислого, реже среднего и основного состава, нередко с повышенной калиевой щелочностью), благоприятны для решения как прямой, так и обратной задач геохронометрии. Прямую составляет необходимость уточнить момент начала вулканизма, поскольку из геологических данных не ясно, произошло это в раннем или в среднем девоне; сюда же относится и дискуссионный вопрос о верхней возрастной границе кедонской серии. Обратная задача геохронометрии заключается в распознавании влияния на радиогенные изотопные системы «послекедонских» (позднепалеозойских, мезозойских, кайнозойских) эндогенных процессов, широко проявленных в истории развития ОМ.

Ранее нами были систематизированы результаты K-Ar и Rb-Sr изохронного датирования вулканитов кедонской серии [1]. В 2008 г. впервые выполнено SHRIMP-датирование 2 проб акцессорных цирконов, целенаправленно отобранных из низов её разреза [2]. Результаты всех трех методов хорошо согласуются между собой и позволяют заключить, что формирование кедонской серии началось на рубеже раннего и среднего девона (от 400.5 ± 4.4 до 387.6 ± 6.4 млн. лет назад, по данным цирконометрии) [3]. В то же время в пробе циркона № 3765, наряду с популяцией из 8 точек, конкордантный возраст которой составил около 400 млн. лет, выявлена группа (4 точки) с конкордантным возрастом 359 ± 6 млн. лет (рис.).

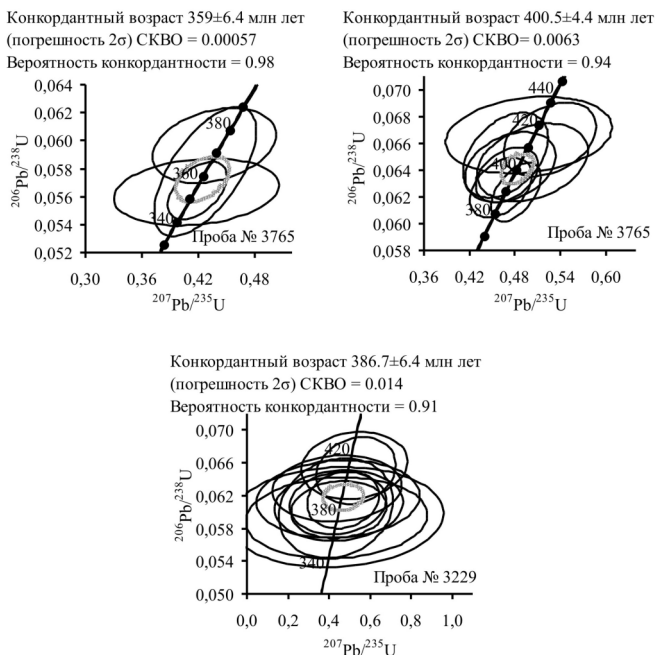


Рис. Диаграммы с конкордиями для акцессорных цирконов кедонской серии: проба № 3765 – кластолава андезитов, проба № 3229 – трахидацит. Определения выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микроанализаторе SHRIMP II по стандартной методике под общим руководством С.А. Сергеева, 2008 г.

Породы, из которых извлечены цирконы, занимают одинаковое стратиграфическое положение, близки по петрографическим и петрохимическим особенностям, характеру вторичных изменений, но различаются структурно. В геохимически гетерогенной породе (проба № 3765; андезит: $\text{SiO}_2 - 62.6$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5.9$ мас.%) присутствуют, кроме всего прочего, угловатые литокласты (0.5–2 см) альбитофиров и микрогранитов, что в целом позволяет определить её как крупнобрекчиевую кластолаву. Правомерно предположить, что структурная неоднородность этой породы предопределила относительно более глубокое (в сравнении с породой пробы № 3229) воздействие наложенных процессов на U-Pb изотопную систему её акцессорных цирконов, что и привело к частичной потере ими радиогенного свинца.

Конкордантность даты 359 ± 6.4 млн. лет показывает, что она, скорее всего, не случайна, а отражает некое реальное событие геологического прошлого. И здесь нельзя не обратить внимание на то, что её численное

значение точно совпадает с возрастом границы девона и карбона в Международной стратиграфической шкале (359.2 ± 2.2 млн. лет [6]).

Примечательно, что в разрезе чехла ОМ граница девона и карбона выражена с полнотой, позволяющей рассматривать ее в качестве одного из мировых эталонов [5]. Этот факт позволяет увязать геохимическое открытие U-Pb изотопной системы акцессорных цирконов из вулканитов кедонской серии с тектоно-термальными событиями, охватившими ОМ на рубеже девона и карбона и обусловившими четкое выражение в его пределах данного хроностратиграфического рубежа.

Кроме того, выявление в акцессорных цирконах кедонской серии события, приходящегося на рубеж девона и карбона, косвенно подтверждает представление о том, что трахиандезит-трахитовая кубакинская толща, вмещающая самое крупное на ОМ золоторудное месторождение Кубака, знаменует новый – раннекаменноугольный – этап вулканизма [4], а не завершает эволюцию кедонской серии, как это чаще всего считается. Время формирования последней логично ограничить, таким образом, средним – поздним девонном.

Литература

1. Гагиева А.М., Жуланова И.Л. // Вулканизм и геодинамика. Матер. III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Улан-Удэ, 2006.
2. Гагиева А.М. // Чтения памяти акад. К.В. Смакова: тез. докл. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009.
3. Гагиева А.М., Жуланова И.Л. // Тихоокеан. геология. 2011. Т 30. № 3.
4. Котляр И.Н. // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всерос. совещ. Т.1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000.
5. Симаков К. В. Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона). М.: Наука, 1986.
6. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 2008.

Применение U-He изотопной системы для датирования древних вод: новые возможности метода

Ганнибал М.

ГИ КНЦ РАН

В последние годы в научной литературе наблюдается устойчивое повышение интереса к использованию U-He изотопной системы в качестве

геохронометра. Одной из перспективных областей ее применения является датирование древних подземных вод.

Для оценки подвижности вод используется целый ряд атмосферных радиоактивных изотопов благородных газов, однако для датирования застойных подземных вод, возраст которых превышает время жизни наиболее долгоживущих из этих изотопов, необходим стабильный гидрогеологический трассер. Для этой цели хорошо подходит радиогенный гелий. Все породы земной коры в той или иной мере содержат уран и торий и, следовательно, постоянно продуцируют атомы ^4He , который, будучи подвижным и инертным элементом, по большей части теряется породами и попадает в подземную и поровую воду, откуда мигрирует в атмосферу. Крайне низкое содержание гелия в атмосфере исключает обратный миграционный поток и, следовательно, атмосферную контаминацию подземных вод. Таким образом, сопоставление скоростей образования ^4He , рассчитанных из концентраций U и Th, с измеренными концентрациями ^4He в породах, минералах и подземных водах может способствовать расшифровке транспортных процессов в подземных системах порода-вода. Неравномерное распределение лития – основного источника атомов ^3He – в породах земной коры во многих случаях позволяет эффективно использовать изотопный состав для идентификации происхождения радиогенного гелия и путей его миграции. Оба изотопа гелия (^3He и ^4He) стабильны, поэтому идеально подходят для исследования наиболее медленных миграционных процессов.

Определенную технологическую проблему при применении U-He системы для датирования застойных подземных вод представляет собой определение концентраций гелия в водах: извлечь воду из слабопроницаемых пород, избежав ее дегазации, технически довольно сложно. Существующие методики предусматривают дегазацию керна, которая осуществима лишь непосредственно в ходе бурения и только при наличии специального (откачного) оборудования в непосредственной близости от места отбора [1].

При изучении распределения изотопов гелия в пермо-карбоновой осадочной толще (северная Швейцария) было замечено, что в образцах кварца и плагиоклаза, отобранных из песчаников, присутствует избыточный гелий, то есть больше гелия, чем могло бы образоваться из урана и тория за все время существования этих пород [2]. На основании этого наблюдения было сделано предположение, что при длительном контакте некоторых минералов с водой в системе минерал – вода может устанавливаться равновесие концентраций гелия. Если предположение верно, в таких минералах должна сохраняться информация о концентрации гелия в воде. Для проверки этого предположения были использованы образцы кварца из песчаников пермо-карбоновой толще, в которых наблюдались избыточные концентрации гелия. Эта толща была детально изучена в рамках проекта NAGRA.

В основе нового метода определения концентраций гелия в подземной воде лежит идея внутреннего объема минерала: при длительном контакте

некоторых минералов с водой гелий из воды проникает в этот объем, и в системе минерал – вода может установиться равновесие концентраций гелия. Оценка внутреннего объема осуществлялась при помощи импрегнации образцов гелием в контролируемых условиях с последующим измерением количества внедренного гелия. Поэтому, прежде всего, была подобрана оптимальная температура опытов (300-350 °С), достаточно низкая, чтобы обеспечить сохранность газовой-жидких включений в образце, и вместе с тем достаточно высокая, чтобы длительность опытов была приемлемой.

Также было установлено, что степень воздействия длительного прогрева на внутренний объем исследованных образцов при такой температуре незначительна. Время достижения равновесия между внутренним объемом кварца и окружающей поровой водой было оценено как 1600 лет. Приближенная оценка времени пребывания гелия в толще на несколько порядков превышает это значение, следовательно, система находится в равновесии. Результаты измерения концентраций гелия в каждом образце до и после импрегнации были использованы для определения парциального давления гелия в нем и концентрации гелия в воде, соответствующей этому давлению. Результаты этих расчетов хорошо соответствуют измеренным концентрациям гелия в воде из водоносных слоев, вскрытых скважиной Вайах (см. рис. и [3]), что подтверждает работоспособность этого метода.

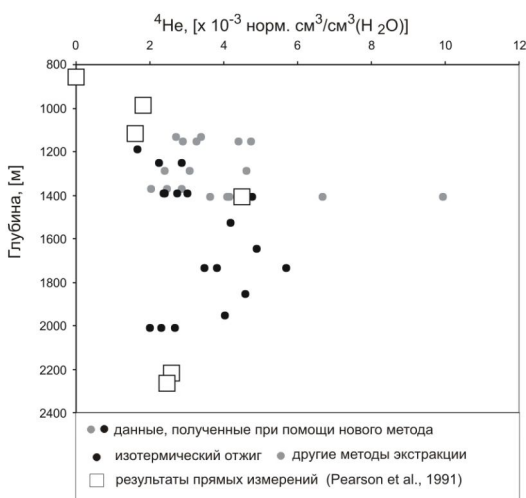


Рис. Концентрации гелия в воде: прямые измерения и реконструкции

Для датирования воды необходимо вычислить суммарное содержание гелия в образце обводненной породы и скорость радиогенного производства

гелия при распаде урана и тория. Частное этих параметров – среднее время пребывания атома гелия в исследуемой породе. Результаты такого расчета для песчаников и сланцев составили 280 и 100 млн. лет, соответственно. Усредненная оценка времени пребывания гелия для валового состава пород всей пермо-карбоновой толщи, 180 млн. лет. Однако следует отметить, что эти оценки основаны на балансе гелия в отдельном образце и не учитывают миграцию гелия во всей толще пород. Поэтому времена, полученные в рамках диффузионной модели, следует считать лучшим приближением к реальной ситуации. В соответствии с такой моделью среднее время пребывания крайне подвижного гелия в подземной воде пермо-карбоновой толщи пород составляет 10 млн. лет. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00306

Литература:

Osenbrück K, Lippmann J., Sonntag C. Dating very old porewaters in impermeable rocks by noble gas isotopes. // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1998. V. 62. N 18. P.3041 - 3045.

Tolstikhin I.N., Lehmann B.E., Loosli H.H., Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, minerals and related groundwaters: A case study in Northern Switzerland. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V.60, P.1497-1514.

Pearson F.J., Balderer W., Loosli H.H., Lehmann B.E., Matter A., Peters T., Schmassmann H., Gautschi A. Applied isotope hydrogeology – a case study in Northern Switzerland. Amsterdam, Elsevier Science Publisher. 1991. 439P

Главнейшие рубежи раннедокембрийской геологической истории и их изотопно- геохронологическое обоснование

Глебовицкий В.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Основой для создания хроностратиграфической шкалы раннего докембрия может служить выделение и изотопно-геохронологическое обоснование глобальных коллизионных, аккреционных и рифтовых систем в раннем докембрии. Аккреционные и коллизионные орогены в архее и раннем протерозое образуют крупные структуры литосферы, в которых отражена история формирования на конвергентных границах литосферных плит: сначала новой континентальной коры, а затем и столкновение островной дуги с краем древнего континента, позже – двух континентальных плит.

В отличие от них зоны рифтогенеза являются следствием проявления плюмовой тектоники. Наиболее ярко выраженная глобальная рифтовая система начала формироваться на рубеже архея и протерозоя. На Балтийском щите это произошло около 2.40-2.50 млрд. лет назад, как и в Северной Америке и Южной Африке. Индикатором этого процесса являются палеопротерозойские расслоенные базит-ультрабазитовые плутониты. Формирование этой глобальной системы рифтогенеза происходило в течение очень длительного периода, порядка 500 млн. лет. Эталонном периодизации этих процессов является палеопротерозой Карело-Кольского региона, разделенный на пять надгоризонтов: сумийский, сариолийский, ятулийский и калевийский. В процессе изотопно-геохронологического обоснования этой последовательности были получены надежные данные по возрасту инициальных вулканитов сумия (2.43-2.45 млрд. лет), верхнего ятулия (2.06 млрд. лет), возрасту вулканитов ферропикрит-базальтовой ассоциации людиковия (1.96-1.99 млрд. лет.).

В глубинных зонах земной коры, где проявляется высокоградный метаморфизма, ультраметаморфизм и зарождаются коровые магматические очаги, применение локальных методов датирования (SHRIMP II) позволяет провести изотопно-геохронологическую периодизацию процессов гранитообразования и выделить граниты А-типа начала палеопротерозойской эпохи рифтогенеза, в частности на Алданском щите. Такие высококальциевые граниты возникают как в амфиболитовой фации (2452±12 млн. лет), так и в гранулитовой фации (чарнокиты 2453±14 млн. лет) и коррелируются по возрасту с аллохтонными гранитами соседних территорий.

Процессам рифтогенеза и распаду древних континентов предшествует тектоническая стабилизация коры и формирование уникальных архейских комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Гренландии и Кольского полуострова [Зозуля и др. 2007], которые рассматриваются как индикаторы границы архея и протерозоя. Возраст карбонатитов – 2650 млн. лет, щелочных сиенитов – 2680 млн. лет, щелочных гранитов – 2650-2670 млн. лет, нефелиновых сиенитов – 2610 млн. лет. Еще одним индикатором границы архея и протерозоя являются комплексы санукитоидов и ассоциирующихся с ними сиениты и щелочные граниты, выделенные в пределах архейских кратонов [Heilimo et al. 2011]. Но они асинхронны, более древние на Украинском щите [Самсонов, 2004] более молодые на Балтийском щите [Heilimo et al. 2011] и наиболее молодые в поясе Лимпопо ([Laurent, 2011], 2599±14 млн. лет).

Одним из характерных признаков аккреционных орогенов, где происходит формирование новой континентальной коры, являются двоякие метаморфические пояса [Miashiro, 1961], высокоградные и низкобарические со стороны континента и низкоградные, но высокобарические и низкотемпературные со стороны океана. Однако такая контрастность режимов метаморфизма не наблюдается в докембрии в силу в

целом больших градиентов температуры в литосфере. В то же время эффекты сильного разогрева коры над зонами субдукции сохраняются или даже усиливаются в докембрии.

Надсубдукционный магматизм всегда обладал геохимической спецификой. Воспользовавшись ею и имеющимся по ним изотопно-геохронологическими данными, оценим возможности выделения глобальных систем аккреционных орогенов. Эталоном одного из них является Свекофеннский пояс на Балтийском щите, который хорошо коррелируется с Трансгуронским поясом на Канадском щите. Возраст ранних островодужных систем варьирует в пределах 1907-1930 млн. лет. На Алданском щите Федоровская островная дуга имеет возраст 2006 млн. лет, а метаморфические надсубдукционные процессы проявлялись примерно 2030-2080 млн. лет [Глебовицкий и др., 2012]. В архее островодужные системы формировались в интервале времени 3.0-2.8 млрд. лет, причем рубеж 3 млрд. лет является глобальным, так как устанавливается во многих регионах мира, а особенно детально изучен на Балтийском щите.

Существует две серьезных вспышки формирования глобальных коллизионных систем, каждая из которых соответствует формированию суперконтинентов – 1900-1850 и 2700 млн. лет назад. Первая из них (более молодая), относящаяся к типу «континент-континент», особенно отчетливо проявляется в обрамлении Сибирского кратона и в средней части Северо-Атлантического кратона и знаменует собой объединение в гигантские континентальные структуры ранее разрозненных мегаблоков континентальной литосферы.

В числе более древних глобально выраженных, но плохо определяемых событий необходимо отметить 3500 млн. лет, начало формирования зеленокаменных поясов типа Барбертона и мезоархейский период рифтогенеза 3230 млрд. лет [Kistersa, 2010, Van Kranendonk et al., 2010, Глебовицкий и др., 2012]

Литература

Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U–Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos 121 (2011) 87–99.

Laurent O., Martin H., Doucelance R., Moyen J-F, Paquette J-L. Geochemistry and petrogenesis of high-K «sanukitoids» from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean–Proterozoic boundary // Lithos 123 (2011) 73–91.

Kistersa A.F.M., Belchera R.W., Pujolb M Dziggelc A. Continental growth and convergence-related arc plutonism in the Mesoarchaean: Evidence from the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa // Precambrian Research 178 (2010) 15–26.

Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Hickman A.H., Wingate M.T.D., Bodorkosa S. Evidence for Mesoproterozoic rifting of the Pilbara Craton: The missing link in an early Precambrian Wilson cycle // *Precambrian Research* 177 (2010) 145–161.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л. М. Новые данные о возрасте ультраметаморфогенных гранитоидов Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь), последовательность процессов метаморфизма и возможности региональных корреляций геологических событий // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 20 №2 (2012). 27–54

Расшифровка последовательности метаморфических (и ультраметаморфических) событий в полиметаморфических комплексах с помощью локальных методов (SHRIMP II)

Глебовицкий В.А., Седова И.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Общие закономерности эволюции мигматитовых полей и проявления в их пределах гранитизации впервые были исследованы нами в Северном Приладожье, где эти процессы были связаны с ранее обоснованной структурной шкалой последовательности геологических событий (Мигматизация ..., 1985), а затем в Беломорском поясе на Балтийском щите, в эльгаканском комплексе в Джугджуро-Становой области (ДССО), на ее границе с Алданским щитом, в супракрустальных и плутонических комплексах западной части Алданского гранулитового ареала. Было выделено несколько следующих одна за другой генераций лейкосом мигматитов. Две ранние генерации лейкосом (Lc_{1-2}) образуют «послойные», или полосчатые (stromatic type) мигматиты и обычно трудно различимы из-за сильно проявленных деформаций, приводящих лейкосомы в субпараллельное положение. Степень насыщения ими толщи не превышает 20-25 %, а обычно заметно меньше. В Северном Приладожье эти мигматиты встречаются в виде ксенолитов в эндебритах, что достаточно точно определяет их положение в общей последовательности мигматитообразования. Lc_{1-2} были интерпретированы как продукты анатексиса, или парциального плавления, протекающего в открытой системе. Третья генерация лейкосом (Lc_3) обычно формирует сетчатые или брекчиевидные мигматиты (network type). Иногда же она присутствует в виде секущих жильных тел. Эти лейкосомы рассматриваются как результат диатексиса, или практически полного

плавления пород в локальных зонах сдвиговых деформаций, что достаточно хорошо согласуется с интерпретацией подобных образований многими исследователями (например, Brown, 1979; Brown, D'Lemos, 1991; Chapell et al., 1987; Milord et al., 2001; Greenfield et al., 1996; Sawyer, 1998). Результатом диатексиса является формирование и более поздних обособленных тел гранодиоритов и тоналитов, которые пользуются достаточно широким распространением в зоне высокоградного метаморфизма (верхи амфиболитовой и гранулитовая фация). Следующая генерация лейкосом (Lc_4) представляет собой серии субпараллельных гранитных жил (мощностью до 0.10-0.30 м) насыщающих толщи на 40% и более. В некоторых местах можно наблюдать мигматитовые поля, где остаются лишь редкие остатки пород субстрата. Эта мигматизация накладывается на все предшествующие мигматиты, включая диатектиты. Кроме того, эти мигматиты накладываются на рои деформированных даек среднего и основного состава, которые, с другой стороны, секут лейкосомы ранних генераций. Пятая и шестая генерации лейкосом (Lc_5 и Lc_6) представляет собой серию жил разной мощности, секущих все более ранние образования. Цикл гранитообразования завершается формированием гранитов нормального ряда. Картина усложняется тем, что в ранние или в заключительную стадии происходит гранитизация с формированием тневых мигматитов, или небулитов.

В свекофеннидах весь цикл гранитообразования укладывается в интервал времени 25-30 млн. лет, что аргументировано многими определениями TIMS и SIMS методами. Датирование пиковой стадии по цирконам подтверждается параллельными измерениями монацита и силлиманита. В Беломорском поясе, в ДССО, Алданском щите полимигматиты отражают более длительную эволюции в течение двух и более циклов. В Беломорье появление Lc_1 связано с объемным замещением тоналитов трондьемитогнейсами, а Lc_2 образует серии субпараллельных жил. Поздние лейкосомы отделены от более ранних внедрением тел лерцолитов и габбро-норитов (друзитов), возраст которых 2.45 млрд. лет. Более поздние лейкосомы имеют возраст 1875 млн. лет, определенный локальным методом. Что же касается ранней последовательности, то она ограничена не только возрастом друзитов, но и прямым датированием диатектитов – 2.68 млрд. лет (Бибикова и др., 1999) и определением возраста изверженного протолита тоналитовых гнейсов – 2.74 млрд. лет. В этой связи интересны данные о возрасте гранулитов Беломорского пояса, который варьируется в интервале 2.70-2.72 млрд. лет.

Аргументация последовательности мигматитообразования в пределах Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО) зоны ее сочленения с Алданским щитом приведена в специальной публикации (Глебовицкий и др., 2008б). Характерно широкое развитие становых (или древнестановых) гранитогнейсов (Lc_1), сформированных в основной массе до появления анатектической мигматизации, когда они и были преобразованы в комплекс полимигматитов с последовательно формирующимися лейкосомами Lc_2 , Lc_3

Lc₄, одна из которых (Lc₃) идентична диатектитам. В связи с формированием покровно-надвиговой структуры позднего этапа тектонической эволюции возникла новая генерация гранитных жил Lc₅, а затем по зонам сдвиговых деформаций формировались тоналитогнейсы и ветвистые мигматиты с лейкосомами Lc₆. Изучение последовательных генераций цирконов локальным методом позволило идентифицировать несколько последовательных событий метаморфизма и ультраметаморфизма. Возраст наиболее древнего унаследованного циркона, сохранившегося в ядрах зерен – не более 3 млрд. лет, ранних лейкосом и небулитов – 2750-2800 млн. лет, наложенного на них метаморфизма – 1915 млн. лет, поздних лейкосом 140-127 млн. лет.

На Алданском щите, как в амфиболитовой, так и в гранулитовой фации общая закономерность эволюции мигматитов повторяется и заключается она в смене во времени анатектической мигматизации формированием диатектитов по мере возрастания степени парциального плавления. В том и другом случае на ранних стадиях гранитообразования интенсивно проявлены процессы гранитизации с образованием комплекса небулитов. Детальное исследование цирконов позволяет выделить несколько их генераций, связанных с ранними стадиями парциального плавления, кристаллизации из расплава и метаморфических преобразований.

Основная геохимическая тенденция перехода от цирконов первичных, кристаллизующихся из расплава, к более поздним метаморфическим проявляется в повышении в них концентрации U, а во многих случаях и Th. При этом отношения Th/U уменьшаются, как и величины Ce аномалии и Lu_N/La_N отношения. На основании изучения последовательности гранитообразования в зоне амфиболитовой фации установлено древнейшее метаморфическое событие на Алданском щите – 3222-3226 млн. лет, а именно проявление процессов ультраметаморфизма (гранитизации и мигматизации), который накладывается как на породы древнейшего инфракомплекса (3.3-3.4 млрд. лет), так и на гнейсы и кристаллические сланцы супракрустальных толщ. Завершается древний период эволюции Алданского щита развитием диатектических гранитоидов с возрастом 2450 млн. лет, которые хорошо коррелируются с протерозойскими гранитоидами зоны сочленения Алданского ареала и Олекминской гранит-зеленокаменной области. Исследование аналогичных по своей природе гранитоидов зоны гранулитовой фации позволили определить возраст последнего гранулитового метаморфизма – 2030-2100 млн. лет.

Время и условия образования месторождений «палеодолинного» типа в Витимском рудном районе: данные изучения ^{16}O – ^{18}O , ^{234}U – ^{238}U , U – Pb и K – Ar изотопных систем

**Голубев В.Н., Дубинина Е.О., Чернышев И.В.,
Иконникова Т.А., Еремина А.В., Лебедев В.А., Крупская В.В.**

ИГЕМ РАН, Москва

Месторождения урана «палеодолинного» (или «песчаникового») типа на Витимском плоскогорье (Республика Бурятия) – важная база уранового сырья, составляющая около 25 % общероссийских запасов. Отмеченное обстоятельство определяет повышенный интерес к этому району, активно изучающемуся в настоящее время. Одна из ключевых задач – уточнение времени и условий формирования оруденения. В настоящей работе представлены результаты комплексного изотопно-геохимического ($\delta^{18}\text{O}$, ^{234}U – ^{238}U), изотопно-геохронологического (K – Ar , U – Pb) и рентгенофазового исследования пород терригенно-вулканогенной толщи в вертикальных разрезах двух скважин (5214 и 5200) Дыбынского уранового месторождения (Хиагдинское рудное поле), подстилающих эту толщу палеозойских гранитов и метагранодиоритов, а также перекрывающих базальтов позднеплиоценового возраста.

Образцы терригенно-вулканогенных пород разделены по размеру частиц на две фракции: тонкую (ТФ) – размер частиц меньше 50 мкм и грубую (ГФ) – размер частиц больше 50 мкм. Результаты, полученные при разделении проб, показали разное массовое соотношение ТФ и ГФ в пробах керна. Для всех проб ТФ выполнены рентгенофазовые исследования минерального состава с предварительной оценкой количественного соотношения глинистой и неглинистой составляющих. Изотопно-кислородные данные показали наличие в разрезах терригенно-вулканогенной толщи двух разных источников грубообломочного материала: первый источник – продукты выветривания подстилающих пород; второй источник, преобладающий в верхней части разрезов, – перемещенный материал, близкий по составу к гранитам. Источником тонкообломочного материала в пределах каждого из опробованных горизонтов прежде всего служил грубообломочный материал. Это следует из согласованного поведения величин $\delta^{18}\text{O}$ ТФ, ГФ и валовых (не разделенных на фракции) проб (ВП).

Для определения гидрогеохимических условий в рудовмещающей толще выполнен гидрогеохимический каротаж. Изотопный анализ кислорода воды и карбонатного материала показал, что значения $\delta^{18}\text{O}$ для относительно редко встречающихся в терригенно-вулканогенной толще

карбонатов отвечает изотопному равновесию с инфильтрационными водами при низких температурах (1–2 °С). Это позволяет считать происхождение карбонатов аутигенным. Низкое значение величины соотношения вода-порода ($W/R < 1$) говорит о том, что либо движение инфильтрационных вод происходит крайне медленно, либо процесс изотопного обмена с породами характеризуется низкими скоростями. Описанный комплекс изотопно-кислородных исследований различных составляющих рудовмещающей толщи проведен впервые в практике изучения месторождений палеодолинового типа.

Изучение урановых руд показало, что урановая минерализация в терригенно-вулканогенной толще обычно приурочена к зернам полевого шпата и псевдоморфозам дисульфидов железа по растительным остаткам (фитоморфозы). В полевых шпатах урановая минерализация образует микронные выделения неправильной формы или приурочена к выделениям титановой фазы. В сульфидных фитоморфозах урановая фаза наблюдается в виде корковидных образований, обволакивающих зерна дисульфида Fe и заполняющих промежутки между ними. Учитывая чрезвычайно тонкодисперсный характер урановой минерализации, изучение U–Pb и ^{234}U – ^{238}U изотопных систем урановых руд проводилось не по отдельным урановым минеральным фазам, а по отквартовкам ВП и ТФ.

U–Pb изотопное изучение проб терригенно-вулканогенных пород с различным содержанием урана показало, что все они имеют дискордантные соотношения значений возраста $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, что указывает на нарушенность их U–Pb систем.

Высокий уровень U–Pb изотопной дискордантности проб (более 3%) свидетельствует о заметной роли процессов миграции как промежуточных продуктов распада в ряду ^{238}U – ^{206}Pb (RD^{238}U), так и общего урана. Характер дискордантности проб, для которых имеет место соотношение $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) > t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, указывает на фиксацию на этих участках RD^{238}U , что обеспечило избыток изотопа ^{206}Pb . Характер дискордантности проб, для которых $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, говорит о том, что в течение длительного периода здесь происходила потеря RD^{238}U . Дополнительным аргументом в пользу того, что в пределах исследуемого разреза была существенная миграция RD^{238}U , могут служить результаты определения в пробах отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, которое для большинства проб существенно отличается от равновесного соотношения этих изотопов.

Указанные процессы миграции промежуточных продуктов распада в наименьшей степени затронули пробу 110.6-ВП. В ней соотношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ близко к равновесному, а величина дискордантности $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ меньше, чем в остальных пробах. Это позволяет считать, что в зоне отборки пробы 110.6-ВП масштабы миграции урана были относительно невелики, а значения изотопного U–Pb возраста, по всей вероятности, в наименьшей степени отличаются от реального.

Результаты изотопного изучения по разрезам скважин Дыбрынского месторождения дают основание предложить следующую модель его формирования. Образование первичных концентраций урана проходило в миоценовую эпоху и по времени близко к формированию покровов базальтов (8.6–9.1 млн. лет). Основным источником урана служили граниты: возрастание доли материала их выветривания в общей массе пород сопровождается ростом содержания U. Долговременная (вплоть до последнего времени) миграция ^{234}U в терригенно-осадочной толще в конечном счете привела к его дефициту на одних участках и избытку на других. Этот процесс, наряду с миграцией других продуктов RD^{238}U и изменением общего баланса урана, обусловил расхождение значений возраста $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-01146-а)

Уран-свинцовая систематика микрообъемов урановых минералов и геохронология рудообразующих процессов

Голубев В.Н., Чернышев И.В.

ИГЕМ РАН, Москва

Урановые минералы были первыми, для которых еще в начале века Б.Б. Болтвуд установил зависимость величины Pb/U отношения от геологического возраста. По-видимому, это событие следует считать началом ядерной геохронологии. В ходе дальнейшего развития геохронологии, но уже на изотопном уровне, выяснилось, что совпадение датировок по разным пробам, отобраным на разных участках одного рудного тела или одной и той же жилы, – явление довольно редкое. В связи с этим возникла проблема интерпретации несогласующихся значений возраста.

Особая сложность датирования урановых руд связана с тем, что главные слагающие их минералы – настуран и уранинит, – как правило характеризуются тонкой минеральной неоднородностью, которая определяется либо наличием включений неурановых минералов в урановой матрице, либо многофазностью собственно урановой матрицы. Неоднородность может возникать как в процессе формирования руд, так и в результате их эпигенетического преобразования. Эта неоднородность урановых руд отражает сложность их геохимической истории и во многом предопределяет их изотопную неоднородность.

Именно изотопная неоднородность урановых руд стимулировала применение локального подхода при их геохронологическом изучении. Первые

попытки использования такого подхода были продемонстрированы В. Коппелем при изучении урановых месторождений района Биверлодж (1968) и И.В. Чернышевым при изучении месторождений в континентальных вулканических поясах (Чернышев, 1970). Опыт наших ранних исследований показал, что существует корреляция изотопных данных с оптически контролируемой минералогической гетерогенностью урановых руд (Чернышев, 1978; Чернышев и др., 1983; Голубев и др., 1983; Чернышев, Голубев, 1996).

В ряде случаев разброс изотопных дат связан с присутствием в исследуемых образцах тонких включений свинецсодержащих минералов (сульфидов, селенидов, теллуридов, оксидов) обогащённых радиогенными изотопами ^{206}Pb и ^{207}Pb . Данные по изотопному составу таких минералов имеют ключевое значение при оценке возможных источников вещества. Принципиально возможны два источника радиогенной компоненты свинца в этих минералах: 1) эндогенный источник, участвовавший в формировании урановой минерализации; 2) собственно урановые минералы. При этом экстракция радиогенного свинца могла проходить в течение последующих стадий гидротермального процесса или же в результате проявления нового этапа гидротермальной деятельности спустя значительный промежуток времени. В общем случае, на каждой стадии гидротермального процесса возможна экстракция радиогенного свинца из различных источников. Данные по изотопному составу радиогенной компоненты свинца в присутствующих в настуране включениях других свинецсодержащих минералов служат основой для расшифровки истории рудного вещества и оценки его возможных источников.

Исследования, проведенные нами в последние годы (Голубев и др. 2000; Голубев и др., 2008; Голубев 2011), показали, что для понимания причин изотопной гетерогенности урановых руд важное значение имеют результаты изучения тонкой, слабо проявленной неоднородности собственно оксидов урана. Эта неоднородность обусловлена вариациями элементного состава минерала и, как правило, не находит отчетливого отражения в его оптических характеристиках, а устанавливается только при изучении образцов на высокоразрешающих электронных микроскопах. Она может быть следствием изменения состава минералообразующих растворов в ходе первичного отложения минералов (сингенетическая неоднородность) или возникать в результате их последующего преобразования (эпигенетическая неоднородность).

Причинами различий изотопного возраста разных проб оксидов урана могут быть как сингенетическая, так и эпигенетическая неоднородности. Первая – в случае, если отложение оксидов произошло в течение длительного периода времени или если примесный свинец, захваченный ими при отложении, имел резко аномальный и существенно меняющийся от жилы к жиле и на разных участках одной жилы изотопный состав. Вторая – если процессы, ответственные за эпигенетическую неоднородность, по времени существенно оторваны от процесса рудоотложения. Для оценки состояния U-

Pb систем урановых руд и выработки критериев интерпретации изотопных данных проводится анализ различных генетических разновидностей урановых минералов. Развитые в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН техника измерений и методики отбора проб позволяют проводить анализ этих минералов из объемов не более 0.003 мм³, что соответствует массе пробы 0.025 мг. Отдельные пробы анализировали из навесок от 0.001 до 0.005 мг.

Использование методики изотопного изучения микрообъемов урановых минералов дает возможность на основе картины неоднородностей урановорудных образований решать как геохронологические задачи (устанавливать возраст кристаллизации, ее длительность и время проявления наложенных процессов), так и задачи, связанные с оценкой источника вещества. Рассмотрены примеры датирования урановых руд, формировавшихся в различных геотектонических обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 12-05-01146-а.

Литература

Голубев В.Н., Чернышев И.В., Агапова А.А. и др. Геохронологическое изучение уранинитов по индивидуальным зернам // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 74-89

Голубев В.Н., Кюне М., Потти Б. Фазовый состав и U-Pb изотопные системы настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода. // Геология руд. месторождений. 2000. №6. С. 513-525

Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе по данным анализа U-Pb и Pb-Pb изотопных систем урановых руд // Геология руд. месторождений. 2008. № 6. С. 548-557

Голубев В. Н. Возраст рассеянной урановой минерализации в породах обрамления Стрельцовского урановорудного поля и Ямского участка (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. №5. С. 448–459

Чернышев И.В. Разработка вопросов методики изотопного датирования урановых руд (уран-свинцовый метод) // Дис. на соиск. уч. ст канд. хим. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1970. 229 С.

Чернышев И.В. Уран-свинцовая геохронология процессов формирования и преобразования гидротермальных урановых месторождений // Гидротермальные месторождения урана. М. Недра. 1978. С. 376-398

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Троицкий В.А. и др. Изохронные построения и локализация отбора проб // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 90-108

Чернышев И.В., Голубев В.Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье – крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. №10. С. 924-937

U-Pb результаты датирования цирконов палеопротерозойских интрузивов Удокан-Чинейского рудного района (Россия)

Гонгальский Б.И.¹, Тимашков А.Н.², Вояковский С.Л.²

¹ИГЕМ РАН, ²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

В юго-западной части Алданского щита размещается уникальный рудный район с суперкрупными месторождениями меди (Удокан), железа, титана, ванадия, меди, благородных металлов (Чиней), урана, редких и редкоземельных элементов (Катугин). На архейском фундаменте в раннем протерозое были сформированы глубокие впадины с вулканогенно-осадочными и карбонатно-осадочными отложениями (Кодаро-Удоканская и др.). Они прорваны крупными и мелкими массивами гранитоидов кодарского и ингамакитского комплексов, а также гипербазит-базитовыми телами чинейского и доросского комплексов. В этом районе присутствуют разновозрастные породы основного состава, представляющие собой разноглубинные образования вулканоплутонических систем: расслоенные массивы (PR₁) – приповерхностные пологие интрузии (PR₂) – вулканогенные отложения депрессий (MZ) и лавовое плато (KZ). С палеопротерозойскими расслоенными анортозит-габброноритовыми массивами чинейского комплекса связаны магматические месторождения оксидных (Fe-Ti-V) и сульфидных (Cu, PGE) руд [1]. С ними пространственно совмещены гидротермальные Au-Ag-Cu месторождения и Fe-Ag-Cu месторождения в карбонатно-терригенных породах (Удокан, Правоингамакитское, Ункур, Красное, Бурпала и др.), урановые месторождения Икабья-Читкандинского района [3].

В строении Чинейского массива по геологическим данным устанавливается 4 группы пород, кристаллизация которых происходила в течение четырех этапов магматической деятельности. Первая группа представлена ксенолитами пироксенитов, измененных габброидов и анортозитов. В строении пород 2 группы выделяется две серии (титаномагнетит-габбровая, нижняя и лейкогаббровая, верхняя). Они образуют несколько пачек с закономерным изменением составов снизу вверх и многочисленных ритмов, составы которых варьируют от титаномагнетитов и пироксенитов до анортозитов. Породы 3 группы (габброноритовая серия) образованы при более позднем внедрении магнезиальных расплавов в приподошвенную часть ранее сформированного массива высокотитанистых пород, а также силлами и дайками в средней и верхней части массива. В основной части пород 3 группы также выделяются пачки и ритмы с изменениями составов от ортопироксенитов до лейкогаббро. К 4 группе отнесены дайкообразные тела и силлы флюидно-магматических

брекчий – слюдистых лампрофиров, с которыми ассоциируют залежи экзоконтактовых сульфидных руд с высокими концентрациями металлов платиновой группы. К настоящему времени для краевых частей массива установлены следующие датировки: 1880 ± 16 млн лет – Ar-Ag изотопная система [4]; 1867 ± 3 млн лет – U-Pb изотопная система [5] и для центральной части – 1850 ± 90 млн лет – Sm-Nd изотопная система [2].

Нами с помощью масс-спектрометра SHRIMP-II изучены цирконы из основных пород Чинейского массива, дайки кеменского комплекса, гранитоидов ингамакитского и кодарского комплексов. Получены следующие конкордантные значения: 1) Высокотитанистые габброиды Чинейского массива (2 группа) – 1858 ± 17 млн. лет; низкотитанистые габброиды того же массива (3 группа) – 1811 ± 27 млн. лет.; 2) Главная дайка Удокана габброидов кеменского комплекса – 1904 ± 41 млн. лет.; 3) Граниты биотитовые Кеменского массива кодарского комплекса – 1926 ± 16 млн. лет., дайка кварцевого гранит-порфира этого комплекса – 1899 ± 26 млн. лет.; 4) Габбронорит доросского комплекса – 1699 ± 34 млн. лет.; 5) О возрасте гранодиоритов ингамакитского комплекса свидетельствует нижнее пересечение дискордии низко титанистого габбро на отметке 305 ± 32 млн. лет. В смежном районе конкордантный возраст дайки гранит-порфиров этого комплекса составляет 289.9 ± 3.5 млн. лет. В высокотитанистых габбро Чинейского массива и габброидов доросского комплекса проанализированы ксеногенные цирконы с возрастными 2872-2919 млн. лет.

Эти значения могут служить возрастными индикаторами для геологических образований глубинных магматических камер.

Дискретные значения возрастов цирконов подтверждают геологические взаимоотношения многократных внедрений основных магм в палеопротерозое, что хорошо иллюстрируется канадскими геологами по периферии древнего кратона Сьюпириор [6]. Многократные внедрения базитовых магм, фракционирование расплавов в разноглубинных магматических камерах привели к формированию разноформационных месторождений Удокан-Чинейского района.

Все полученные результаты датирования не противоречат положению геологических объектов, распространенных в этом районе и существенно дополняют и уточняют время их формирования, что является важным для усовершенствования Алдано-Забайкальской серийной легенды и металлогении этой территории.

Литература

1. Гонгальский Б.И. Магматизм и рудоносность периферических зон палеопротерозойских кратонов // Межд. конф. геология, тектоника и минералогия Центральной Азии. Санкт-Петербург, 2011.

2. Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное

Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М., ИГЕМ РАН. 2008.

3. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М., ВИМС, 2010, 820 с.

4. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1227-1241

5. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН. 2009. Т.424. №4. С. 517-521.

6. Ernst, R.E. Large igneous provinces in Canada through time and their metallogenic potential. // Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. №5. p. 929-937.

Возможность использования U-Th-Pb и Pb-Pb систем для исследования нефтидов

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.¹, Пушкарев Ю.Д.²

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

В геологических разрезах нефтегазоносных бассейнов широко развиты вторичные по отношению к породам твердые углеродистые вещества: антраколиты, кериты и асфальтитам, обогащенные, в частности, ураном (до 0.07 %, вплоть до уранинита), торием (до 6 %) и свинцом (включая самородный). Данные битумы отмечаются в нефтеносных коллекторах, а степень карбонизации веществ определяется температурой поступления углеводородно-водных флюидов на те или иные уровни разрезов. Температуры металлосодержащих флюидов легко определяются методами термобарогеохимии, а широкий спектр микроэлементов присутствует в вакуолях в виде элементоорганических комплексов, растворенных в жидкой углеводородной фазе. Выделяющиеся их флюидов углеродистые вещества наследуют его геохимический состав. При резком падении давления в трещинах происходит частичный разрыв комплексов металлов с органическими лигандами и металлы, часто в условиях кавитации, обособляются либо в выделяющихся битумах, либо переходят в водно-солевой раствор [1,2].

Радиоизотопные исследования битуминозной фазы включений в породах и в битумах (рис. 1 а,б) показали, что отношение изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{228}\text{Th}$ в них находится в условиях радиационного равновесия, т.е. геохимическая замкнутость в отношении присутствующих урана и тория не нарушалась в течение, по крайней мере, последнего млн. лет. Измерения

выполнены альфа-спектрометрическим методом и на МАТ-261, концентрации Рb и U определены методом изотопного разбавления.

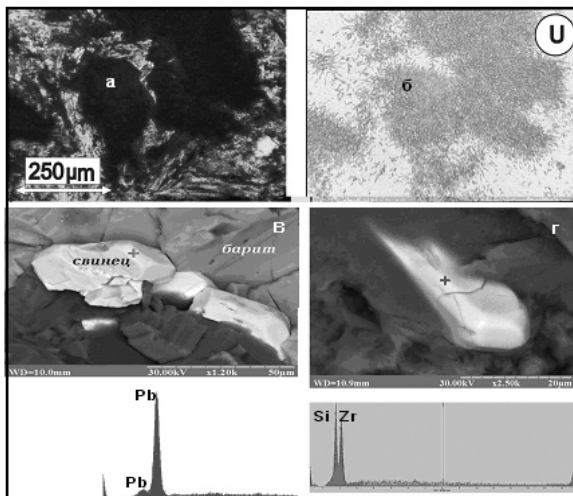


Рис. 1. Битумы и сопутствующая минерализация для определения времени поступления нафтидов в коллекторы. Примечание. Битум (а) и следы от осколков деления ядер урана –f- радиография (б); трещины в песчанике: с битумом и самородным свинцом (в); с битумом и аутигенным цирконом (г).

Идентичность поведения ^{238}U и ^{235}U , так же, как ^{206}Pb , и ^{207}Pb при различных геохимических процессах позволила получить приемлемые возрастные результаты времени поступления нафтидов в карбонатные отложения каменноугольного возраста Западно-Соплесского газоконденсатного месторождения Тимано-Печорской провинции (табл.).

Таблица. Результаты изучения битума Тимано-Печорской провинции U-Pb методом

Место отбора образца	U мкг/г	Pb мкг/г	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{208}Pb	Модельные возрасты, млн. лет		
						$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb
Западно-Соплесское, СКВ.78	7402	216.6	9670 1%	0.051977 0.003%	119.9 0.011%	203.1	204.4	219.5

Использование Pb-Pb отношений для определения времени миграции углеводородов в залежи медной руды было выполнено при изучении пяти образцов битумов с разными примесями радиогенного и обычного свинца [3], показавшие достаточно корректный возраст, равный 248 ± 21 млн. лет.

Помимо приведенных кратких исследований, с использованием масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой позволило на качественном уровне установить разобщенность полей для органического вещества из нефтематеринских пород и нефти в координатах $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ по шести нефтегазоносным провинциям, что совпадает с аналогичными данными зарубежных исследователей [4].

Таким образом, представленные на рисунке 1 (в, г) образцы, так же как и препараты, иллюстрированные в [1], вполне могут быть использованы для изотопных исследований U-Pb, Th-Pb и Pb-Pb методами.

Комплексные петрографические, f-радиографические и рентгенографические с энерго-дисперсной спектрометрией исследования, выявившие в битумах – продуктах расслоения УВ-водных флюидов новообразованных уран- и торийсодержащих минералов (уранинит, торинит, монацит, циркон), а также галенита и самородного свинца показали принципиальную возможность использования совмещенных методов MC-ICP-MS и LA-(MC-ICP-MS) для установления возраста (времени поступления в коллекторы) нафтидов. Результаты могут способствовать исключению умозрительных построений о времени миграции нефти в ловушки и существенно повысят эффективность проведение поисково-разведочных работ на УВ-сырье.

Литература.

1. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Лантаноиды, актиноиды и минеральные образования в битумах Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 806-813
2. Готтих Р.П., Лукин А.Е., Писоцкий Б.И. Парагенезис самородных элементов, интерметаллидов и нафтидов в глубокозалегающих горизонтах осадочного чехла Днепровского грабена // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 376-381
3. Parnell J, Swainbank I. Pb-Pb dating of hydrocarbon migration into a bitumen-bearing ore deposit, North Wales // Geology. 1990. V.18. P.1028-1030
4. Alexandra T. Gourlan, Estelle Ricard, Alain Prinzhofer, Pecheyran Christophe, and Olivier X. U-Th-Pb in petroleum by LA-ICP-MS: Source rock-crude oils comparison / Geophysical Research Abstracts. Vol. 12, EGU2010-3339, 2010. EGU General Assembly.

U-Pb-возраст цирконов из меланократовых амфибол-клинопироксеновых габброидов Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала

Готтман И.А., Пушкарев Е.В.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

При проведении геологических исследований в северо-западном эндоконтакте Тылай-Конжаковского блока Кытлымского дунит-клинопироксенит-габбрового массива в Платиноносном поясе Урала, были выделены три разновозрастные ультрамафит-мафитовые серии, частично сходные по набору пород и их составу [Пушкарев и др., 2001]. К первой, более древней серии относятся все дуниты, большая часть оливиновых клинопироксенитов и тылаитов - меланократовых порфиroidных габброидов. Именно породы этой серии преобладают в массивах Платиноносного пояса. Клинопироксениты и тылаиты древней серии несут признаки высокотемпературных пластических деформаций и характеризуются наличием пологих полосчатых текстур [Перцев и др., 2000]. Изотопное датирование этих пород из Тылай-Конжаковского блока Sm-Nd методом [Попов и др., 2006] показало, что они сформировались в позднем Венде и имеют возраст 551 млн. лет. Более молодая ультрамафит-мафитовая серия второго этапа характеризуется практически полным отсутствием пластических деформаций и полосчатости, а слагающие ее породы формируют интрузивные тела различной мощности. В ее составе отсутствуют (не установлены) дуниты. Ультрамафиты представлены порфиroidными, пойкилитовыми амфибол-оливиновыми клинопироксенитыми и верлитами. Широко развиты порфиroidные меланократовые клинопироксен-амфиболовые габброиды. Завершают серию амфиболовые пегматоидные меланогаббро и горнблендиты, образующие штоки и дайки. Горнблендиты часто формируют цемент эруптивных брекчий насыщенных ксенолитами дунитов и клинопироксенитов древней серии и фрагментами ранних пород молодой серии, а также содержат редкие ксенолиты окружающих массивы роговиков. Интрузивный характер пород второй серии и хорошая сохранность в них первично магматических структур было подмечено также А.Н. Перцевым с соавторами [Перцев и др., 2000]. Возраст пород этой серии не был известен.

Все ультраосновные и основные породы первой и второй серий прорываются многочисленными мелкозернистыми дайками высокомагнезиальных амфибол-клинопироксеновых меланогаббро, которые имеют петрохимическое сходство с тылаитами и являются более примитивными породами по сравнению с амфиболовыми габбро второго этапа, которых они

секут. Это позволяет отнести их к следующей, третьей стадии магматической активности. Эти дайки довольно широко распространены по всему Платиноносному поясу Урала, в том числе, прорывают все породы и руды Качканарского массива, где они и были впервые описаны Дюпарком и Тихонович [Dupauc, Tihonowich, 1920] под названием «гусевиты», а позднее охарактеризованы В.Г. Фоминых с соавторами [Фоминых и др., 1987]. Абсолютный возраст жильных меланогаббро также не установлен.

Для определения возраста формирования «молодой» клинопироксенит-меланогаббро-горнблендитовой магматической серии и уточнения последовательности проявления однотипного мафит-ультрамафитового магматизма в Платиноносном поясе Урала, нами было проведено датирование меланократовых амфибол-клинопироксеновых габброидов второй серии U-Pb методом по цирконам на приборе SHRIMP-II в изотопном центре ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Эти породы обладают весьма характерной порфирированной структурой, где на фоне серовато-зеленой мелкозернистой основной массы, состоящей из клинопироксена и плагиоклаза, хорошо заметны обильные (до 30-40 %), крупные (1-3 см), идиоморфные пойкилокристы темного амфибола, с многочисленными мелкими включениями зональных зерен клинопироксена. Характерный облик этих пород позволяет рассматривать их как своеобразные петрологические и геохронологические реперы.

Цирконы из меланогаббро имеют длиннопризматическую форму с хорошо проявленной ростовой зональностью, характерной для цирконов магматического происхождения. Содержания урана и тория в большинстве случаев не превышают 500 г/т, а Th/U отношение составляет 0.3-0.6. Все измеренные U/Pb изотопные отношения образуют на диаграмме с конкордией компактную группу с возрастом 415 ± 3 млн. лет, соответствующей границе силура и девона. Этот возраст более чем на 100 млн. лет моложе, чем время формирования ранней дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии [Попов, Беляцкий, 2006]. Близкий возраст, соответствующий позднему силуру, был получен для жильных горнблендитов и иситов, секущих дуниты массива Светлый Бор K-Ar методом [Иванов, Калеганов, 1993]. Несколько более древние значения около 425 млн. лет получены для нефелин-ортоклазовых тылаитов Косьвинского Камня Кытлымского массива [Ефимов и др., 2008] и 425-419 млн. лет для габбро-норитовой интрузии Кумбинского массива ППУ [Bosch et al, 2006]. Плагиограниты, которые, по данным [Ефимов и др., 2006], формируют наиболее поздние интрузивные массивы, секущие ультрамафиты и габброиды ППУ, имеют такой же возраст 415-416 млн. лет. Следовательно, на границе силура и девона в Платиноносном поясе Урала фиксируется высокая эндогенная активность, которая выражается в многочисленных интрузиях мантийных и коровых пород – ультрамафитов, габброидов и гранитоидов. Это не согласуется с представлениями о том, что эти породы завершают формирование «горячего тектонического меланжа» Платиноносного пояса [Ефимов и др., 2008], но подтверждают идею о его длительном формировании,

продолжительностью более 100 млн. лет. Следует рассматривать ППУ как крупную, долгоживущую магмагенерирующую структуру планетарного масштаба, природа которой может рассматриваться как с позиций островодужной, так и с позиций рифтогенной модели.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00132-а, совместных проектов УО-СО-ДВО-РАН № 12-С-5-1004 и № 12-С-5-1022, программы Президиума РАН № 12 11-5-1024.

Литература

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С., Крамм У., Лепехина О.П., Попова О.Ю. // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512-516

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. // ДАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 243-247.

Иванов О.К., Калеганов Б.А. // ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720-724

Перцев А.Н., Савельева Г.Н., Астраханцев О.В. // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 370-393

Попов В.С., Беляцкий Б.В. // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104-109

Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Богатов В.И., Русин И.А., Авдеева А.П. // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 85-89

Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 180 с.

Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A. // European Lithosphere Dynamics. 2006. Issue 2. P. 443-448

Duparc L., Tihonowich M.N. Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve: Editions Sonor, 1920, 547 p.

^3H - ^3He возраст подземных вод: метод и результаты датирования

**Гудков А.В.¹, Толстихин И.Н.^{1,2}, Каменский И.Л.¹,
Скиба В.И.¹, Токарев И.В.^{3,4}, Мелехова Г.С.⁵**

¹ГИ КНЦ РАН, Апатиты; ²ИКИ РАН, Москва;
³Санкт-Петербургское отд. ИГЭ РАН; ⁴ГФ СПбГУ;
⁵ОАО МГРЭ, Апатиты

Датирование подземных вод, как и горных пород и минералов, основано на использовании радиоактивных изотопов. Однако в гидрогеологии «возраст подземных вод» – это время, прошедшее от момента погружения выделенного объема воды (и, соответственно, прекращения обмена растворенными газами с атмосферой) до момента его прихода в точку опробования. Идеальным

трассером подземных вод, испытывающих техногенное воздействие (воды моложе 60 лет), является тритий (^3H), входящий в молекулу воды и распадающийся ($\tau_{1/2} = 12.3$ года) в $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$. Таким образом, в воде присутствуют (и могут быть определены) и родительский, и дочерний изотопы; поэтому этот метод датирования вод является одним из наиболее надежных [1]. Однако кроме $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ подземные воды содержат растворенный атмосферный $^3\text{He}_{\text{АТР}}$, гелий, обусловленный растворением пузырьков воздуха (попавших в воду в зоне погружения, $^4\text{He}_{\text{АТП}}$), и гелий, выделившийся в воду из вмещающих пород, $^3\text{He}_{\text{ТЕР}}$. Поэтому для определения $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ необходимо измерять, кроме изотопного состава He и содержания He-4 , еще и содержание изотопа ^{20}Ne : баланс ^4He выглядит как [2]

$$^4\text{He}_{\text{ИЗМ}} = ^4\text{He}_{\text{АТР}} + ^4\text{He}_{\text{АТП}} + ^4\text{He}_{\text{ТЕР}}, \quad (1)$$

а вклад $^3\text{He}(^3\text{H})$ рассчитывается согласно:

$$\begin{aligned} ^3\text{He}(^3\text{H}) &= ^3\text{He}_{\text{ИЗМ}} - ^3\text{He}_{\text{АТР}} - ^3\text{He}_{\text{АТП}} - ^3\text{He}_{\text{ТЕР}} = \quad (2) \\ &= ^4\text{He}_{\text{ИЗМ}} (R_{\text{ИЗМ}} - R_{\text{ТЕР}}) - ^4\text{He}_{\text{АТР}} (R_{\text{АТР}} - R_{\text{ТЕР}}) - \\ &- (^4\text{He} / ^{20}\text{Ne})_{\text{АТП}} (^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}} - ^{20}\text{Ne}_{\text{АТР}}) (R_{\text{АТП}} - R_{\text{ТЕР}}). \end{aligned}$$

Содержания (^3H) и $^3\text{He}(^3\text{H})$ в образце подземной воды позволяют определить его возраст:

$$\tau = (1/\lambda_3) \times \ln(1 + [^3\text{He}(^3\text{H})]/[^3\text{H}]_{\text{ИЗМ}}) \quad (3)$$

Для внедрения $^3\text{H}-^3\text{He}(^3\text{H})$ метода были разработаны цельностаальной пробоотборник с конусным тефлоновым и водным затворами, обеспечивающий гарантированное хранение водных проб в течение нескольких лет, и установка для дегазации водных проб. Дегазация осуществлялась посредством переноса газов из объема дегазации (где вода интенсивно перемешивалась) в объем накопления струей пара, проходящей через капилляр (аналог пароструйного диффузионного насоса). Далее He с Ne очищались от химически активных газов и концентрации гелия-4, неона-20 и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ измерялись на масс-спектрометре МИ 1201ИГ.

Разработанная методика была использована для исследования вод скважин водозабора «Центральный», снабжающего г. Кировск и окружающие поселки (Мурманская область). Содержания ^{20}Ne во всех скважинах близки и значительно (в 2 раза) превышают равновесное ($^{20}\text{Ne}_{\text{АТР}}$) с атмосферным воздухом: добавка $\text{Ne}_{\text{АТП}}$ (и $\text{He}_{\text{АТП}}$), вероятно, происходила в зоне насыщения, при погружении метеорных вод, а перемешивание, неизбежное в ходе последующей миграции от зоны насыщения к зоне разгрузки, обеспечило наблюдаемую близость концентраций неона в разных скважинах.

В отличие от Ne , He-4 включает три компонента (уравнение 1). Из них растворенный и избыточный He определены, используя соответствующие компоненты Ne .

Все образцы содержат $\text{He}_{\text{ТЕР}}$, не поддержанный ^{20}Ne ; $\text{He}_{\text{ТЕР}}$ добавился вместе с «древней», водой, как это следует из графика смешения (рис.). Различный вклад терригенного гелия в скважины 2 и 5 исключает перемешивание: по-видимому, подток древней воды расположен непосредственно под территорией водозабора. Подток древних вод в водоносный горизонт обусловлен их подъемом вдоль разломных зон в кристаллическом массиве, имеющих, по геологическим данным, глубинное заложение. Медленное движение воды в таких зонах отражается их возрастом, около 50 тысяч лет.

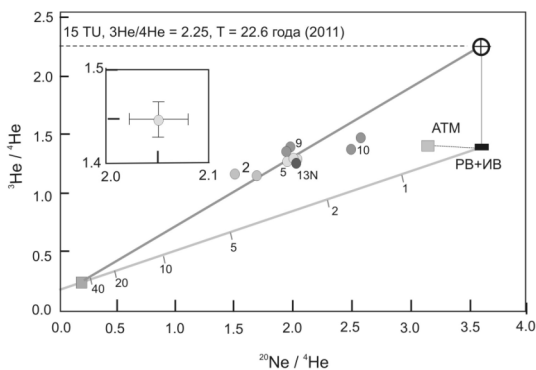


Рис. Гелий-неоновая корреляция в водах водозабора «Центральный» (г. Кировск, Мурманской области). Кружки – измеренные отношения, числа – номера скважин. Изотопные отношения в атмосфере – АТМ, в растворенном атмосферном воздухе – РВ, в молодой воде водозабора «Центральный» – РВ+ИВ. Верхняя прямая – линия смешения молодой (круг с крестиком) и древней (квадрат) воды. Нижняя прямая – уменьшение отношений в молодой воде (не содержащей трития) в ходе ее старения (увеличения вклада терригенного гелия); риски на нижней прямой – примерный возраст «древней» воды в 1000 лет. Врезка иллюстрирует погрешность измерений.

Средний $^3\text{H}-^3\text{He}$ возраст молодой воды – 22.6 ± 1.4 года – оказался заметно выше полученного в [3] в предположении о равновесных с атмосферой концентрациях He и Ne в водах водозабора (15.8 года). Это различие подчеркивает необходимость учета избыточных He и Ne . Полученное значение возраста будет использовано для построения моделей миграции подземных вод Северных склонов Хибин.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00306-а.

Литература

- [1] Толстихин и Каменский (1969) Геохимия 8, 1027-1029
- [2] Aeschbach-Hertig et al. (1998) Ground Water 4, 661-670
- [3] Kamensky et al. (1991) Geochim. Cosmochim. Acta 55, 2895-2899.

Новые данные о возрасте раннедокембрийских гранитоидов хоюнди́нского комплекса Батомгского выступа (восточная часть Алдано-Станового щита)

**Гурьянов В.А.¹, Зелепугин В.Н.², Бережная Н.Г.²,
Диденко А.Н.¹, Роганов Г.В.², Дымович В.А.³,
Пересторонин А.Н.¹, Песков А.Ю.¹, Косынкин А.В.¹**

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; ²Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ЦИИ ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург; ³Центр региональных геологических исследований ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск

Возраст раннедокембрийских образований Батомгского выступа фундамента восточной части Алдано-Станового щита до сих пор не получил достаточного освещения в литературе. Батомгский выступ представляет собой крупный тектонический блок (200 × 85 км²) вытянутый в широтном направлении от р. Учур на западе до р. Челасин на востоке. Метаморфические образования блока первоначально были расчленены на три свиты раннепротерозойского возраста (снизу вверх): утукачанскую, одолинскую и маймаканскую, которые объединялись в батомгскую серию. Считалось, что метаморфизм пород соответствовал условиям амфиболитовой фации. Позднее схема стратиграфии этого района неоднократно пересматривалась. Так, среди образований относимых к батомгской серии были выделены три разновозрастных комплекса: омнинский (ранний архей), батомгский (поздний архей) и чумиканский (ранний протерозой), которые сопоставлялись соответственно с зверевской, олекминской (становой) и олондинской сериями западных районов Алдано-Станового щита [2]. Решениями IV МРСС [3] батомгская серия и сопутствующие ей магматические образования (утукачанский, джагдаканский, хоюнди́нский и левочумиканский комплексы) были отнесены к раннему архею, а чумиканский комплекс – к позднему архею. Изотопным датированием эти представления не подкреплены.

Не менее 30 % площади Батомгского блока сложено «раннеархейскими» гранитоидами хоюнди́нского и диоритами джагдаканского комплексов. Кроме того, значительную часть его территории занимают мелкие тела «раннеархейских» метагабброидов утукачанского и ультрамафитов левочумиканского комплексов, которые были приняты отдельными исследователями за двупироксеновые кристаллосланцы, послужившими в

свое время основой для выделения омнинского гранулитового комплекса [2]. Необходимо признать, что отвечающие современным требованиям определения возрастов этих образований практически отсутствуют. На сегодняшний день предварительные оценки U-Pb возрастов по цирконам недавно получены только для диоритов джагдаканского и плагиигранитов хоюндинского комплексов – 2062 ± 14 и 2055 ± 7 млн. лет соответственно [1].

Учитывая вышеизложенное, авторами выполнены геохронологические и геохимические исследования гранитоидов хоюндинского комплекса. В качестве объекта для исследований был выбран Хоюндинский массив гранитоидов, являющийся петротипом для одноименного комплекса. В процессе проведения радиоизотопных исследований были проанализированы цирконы (23 кристалла) из двух проб: гранодиорит – D-09-17 и плагиигранит – D-09-18. Анализ проводился локальным методом на установке SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

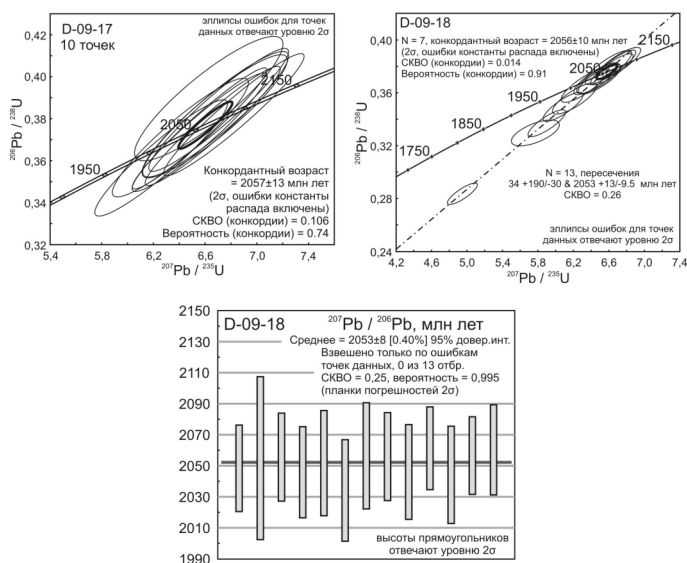


Рис. Значения палеопротерозойского возраста цирконов в гранодиорите (проба D-09-17) и плагииграните (проба D-09-18) хоюндинского комплекса.

Анализируемые цирконы представлены тремя типами: субидиоморфными, длинно-призматическими и призматическими темно-желтыми и лимонно-желтыми кристаллами с четкой огранкой и слабо сглаженными ребрами и гранями пирамид. Все зерна характеризуются жирным блеском, полупрозрачной и прозрачной природой; в иммерсии наблюдаются

осцилляторная зональность, свойственная магматическим кристаллам. В пробе D-09-17 анализировалось 10 точек, а в пробе D-09-18 – 13 точек.

Для гранодиоритов и плагиогранитов было получено по 1 группе конкордантных значений возрастов: 2057 ± 13 и 2053 ± 8 млн. лет соответственно (рисунок).

Первое следствие, которое вытекает из полученных результатов свидетельствует, что изученные гранитоиды хоюндинского комплекса Батомгского выступа имеют палеопротерозойский возраст 2.06 млрд. лет, следовательно предполагаемый ранее поздне- или раннеархейский возраст и корреляция их с гранитоидами позднестанового или древнестанового комплексов Становой гранит-зеленокаменной области могут быть оставлены в прошлом. Следующее важное обстоятельство заключается в том, что это событие может быть связано и с РТ условиями амфиболитовой фации и с ультраметаморфизмом (с образованием автохтонных гранитоидов хоюндинского комплекса), что требует дальнейших исследований.

Литература

1. Мишкин М.А., Ленников А. М, Баянова Т.Б., и др. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, №3, с. 45-49.

2. Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Бойкова В.С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири / Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 117-144.

3. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994, 124 с.

Мезоархейские мафические дайки Беломорской эклогитовой провинции (район села Гридино)

**Докукина К.А.^{1,2}, Каулина Т.В.³, Конилов А.Н.^{1,4}, Ван К.В.⁴,
Лепехина Е.Н.⁵**

¹ГИН РАН, Москва; ²МГУ, Москва; ³ГИ КНЦ РАН, Апатиты;

⁴ИЭМ РАН, Черноголовка; ⁵ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов. В ассоциации Гридино эклогитизации подвергались континентальные породы, включающие мафические дайки и

фрагменты мафических пород. Детальные исследования привели нас к выводу о том, что эклогитовый метаморфизм всех пород Гридино был не позднее 2.7 млрд лет назад, все эклогитизированные мафические дайки как интрузии формировались раньше, а эклогитовый метаморфизм произошел в результате континентальной мезо-неоархейской субдукции. Событие с возрастом ~2.4 млрд лет, фиксирующееся по отдельным цирконам, регулярно встречающимся в составе эклогитизированных мафических пород мы связали с активными тектоно-термальными событиями начала палеопротерозоя, вызванными подъемом суперплюма в мантийной области, подстилающей восточную часть Фенноскандинавского щита [Докукина и др., 2011]. Для определения возраста самых молодых по геологической структуре эклогитизированных даек мы датировали цирконы методом SHRIMP II экстрагированные из дайки железистых метагаббро, которая пересекает дайку эклогитизированных оливиновых габброноритов на мысе Гридин. Дайка метагаббро вдоль своих контактов была подвергнута мигматизации. Гранитная лейкосома проникала в дайку в виде протяженных жил, одну из которых мы также датировали методами SHRIMP II и LA-ICPMS.

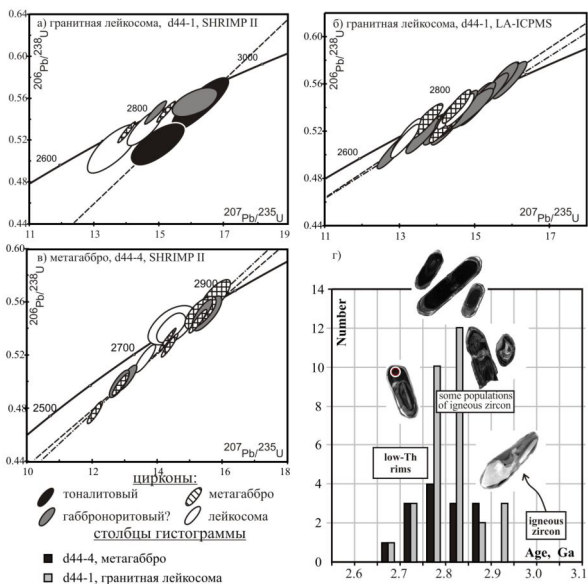


Рис. 1 Диаграммы с конкордией для цирконов из (а, б) гранитной лейкосомы и (в) дайки метагаббро. Гистограмма возрастов для измеренных возрастов цирконов пробы d44-4, метагаббро и d44-1 гранитной лейкосомы.

Из дайки и лейкосомы были выделены четыре типа циркона (рис. 1). Первый тип с возрастом 2963 ± 150 млрд лет представлен светлыми удлиненными

кристаллами с грубой зональностью и магматическими геохимическими характеристиками, был исследован в гранитной лейкосоме и возможно отражает время кристаллизации изверженного протолита вмещающих тоналитовых гнейсов. Второй тип циркона представлен удлиненными осцилляторными кристаллами, имеющими магматические характеристики (рис. 2) с возрастом ~2.87 млрд лет (1794 ± 340 & 2863 ± 68 млн лет – SHRIMP II, 2029 ± 540 & 2870 ± 66 млн лет – LA-ICPMS). Третий тип циркона представлен удлиненными магматическими кристаллами, характеризующимися относительно обогащенными по урану темными ядрами, иногда с осцилляторной зональностью и светло-серыми каймами, обедненными по содержанию урана. Цирконы имеют магматические характеристики (рис. 2), возрасты ядер и кайм совпадают в пределах ошибки (возраст ядер 1819 ± 330 & 2867 ± 55 млн лет – SHRIMP II, возраст ядер с фиксированным нижнем пересечением дискордии 1900 ± 300 & 2813 ± 59 млн лет – LA-ICPMS; конкордантный возраст малоурановых кайм 2848 ± 16 млн лет – SHRIMP II). Четвертый тип циркона представлен низкоториевыми каймами с пологим распределением P3Э и с редуцированными цериевой и европиевой аномалиями (рис. 2). Возраст таких кайм ~ 2.79-2.78 млрд лет (конкордантные возраст низко-ториевых кайм в дайке метагаббро 2780 ± 20 млн лет – SHRIMP II, 2782 ± 23 млн лет в гранитной лейкосоме – SHRIMP II, 2791 ± 11 млн лет – LA-ICPMS).

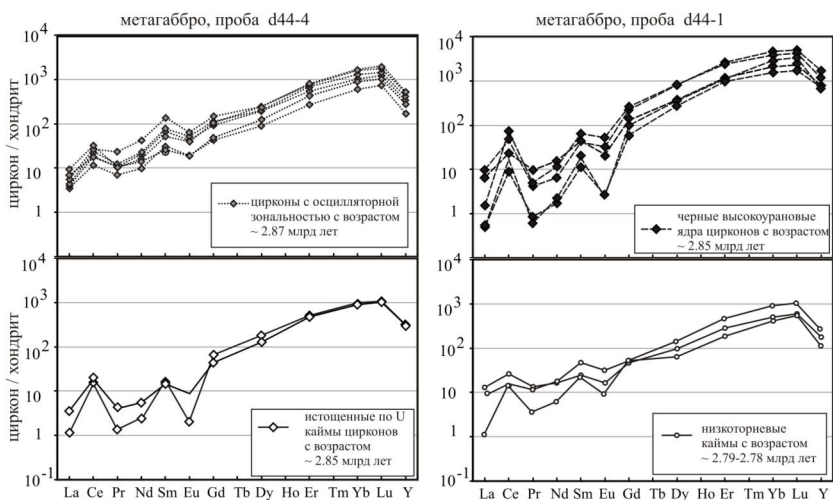


Рис. 2. Распределение P3Э в цирконах разных возрастов из дайки метагаббро d44-4 и гранитной лейкосомы d44-1

Мы интерпретируем возрасты 2.87-2.85 млрд лет как возраст интрузии мафических расплавов. Возрасты формирования низкоториевых кайм связаны,

вероятно, с формированием гранитной лейкосомы, мигматизирующей дайку. Формирование лейкосомы происходило на фоне повышения температуры при метаморфическом событии, которое возможно отражало стадию погружения континентальных пород в зону субдукции. Проникновение лейкосомы в породы дайки, расщепление дайки на отдельные фрагменты, вероятно, обуславливало насыщение лейкосомы цирконами дайки.

Литература

Докукина К.А., Конилов А.Н., Ван К.В., Минц М.В., Симакин С.Г. Происхождение ранне-палеопротерозойских цирконов в породах архейской эклогитовой ассоциации Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Докл. РАН, в печати.

Датирование жилы высокобарного кислого гранулита, пересекающего эклогитизированную дайку оливинового габбронорита (район села Гридино, Беломорская эклогитовая провинция)

Докукина К.А.^{1,2}, Каулина Т.В.³, Конилов А.Н.^{1,4}, Ван К.В.⁴, Лепехина Е.Н.⁵

¹ГИН РАН, Москва; ²МГУ, Москва; ³ГИ КНЦ РАН, Апатиты; ⁴ИЭМ РАН, Черноголовка; ⁵ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов. В ассоциации Гридино эклогитизации подвергались континентальные породы, включающие мафические дайки и фрагменты мафических пород. Детальные исследования привели нас к выводу о том, что эклогитовый метаморфизм всех пород Гридино был не позднее 2.7 млрд лет назад, все эклогитизированные мафические дайки как интрузии формировались раньше, а эклогитовый метаморфизм произошел в результате континентальной мезо-неоархейской субдукции [Mints et al., 2010]. Методом SHRIMP II мы датировали цирконы, экстрагированные из жилы высокобарного кислого эндербита, пересекающую эклогитизированную дайку оливиновых габброноритов на восточном окончании села Гридино.

Эндербит имеет тоналитовый состав и необычный минеральный парагенезис граната, орто- и клинопироксенов, кианита, высокотитанистого биотита, плагиоклаза и кварца. Некоторые гранаты имеют проградную занальность – от центра к краю увеличивается магнезиальность,

магнезиальные каймы содержат включения кианита и омфацита. Оценка РТ-параметров кристаллизации метаморфической минеральной ассоциации соответствует условиям фации гранулитов повышенных давлений ~ 12.5 кбар при 750 °С.

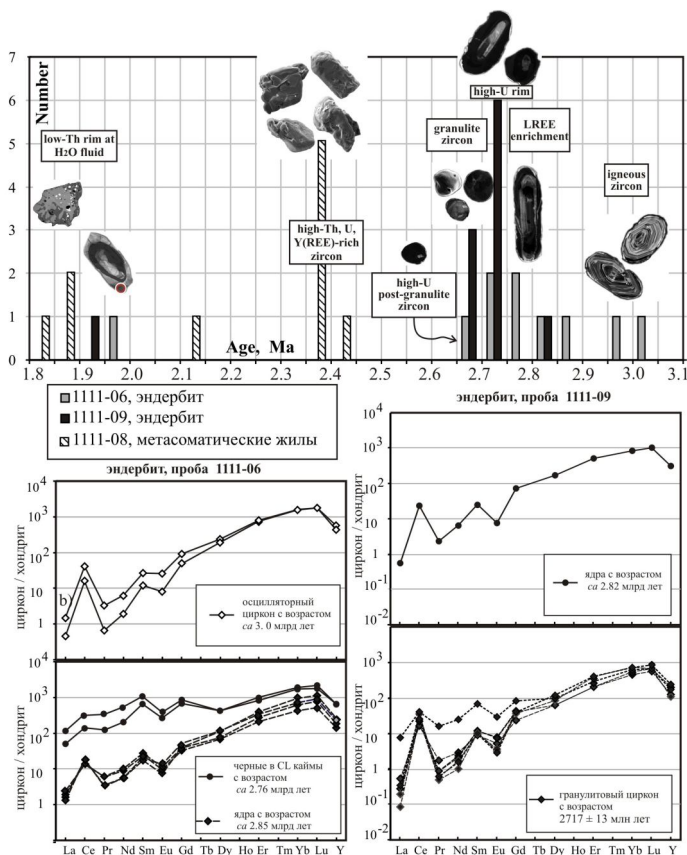


Рис. 1. Гистограмма возрастов для измеренных цирконов из эндербитовой жилы, пробы 1111-06, и 1111-09 и цирконов из наложенных метасоматических прожилок, проба 1111-08 (см. Конилов и др., этот сборник), восточное окончание села Гридино; Распределение РЗЭ в цирконах из жилы эндербита.

Из двух проб эндербитовой жилы было выделено несколько генераций цирконов, имеющих разные геохимические характеристики: осцилляторные магматические цирконы *ca* 3.0 млрд лет, соответствующие возрасту кристаллизации магматического протолита тоналитовых гнейсов. Вторая популяция – это ЛРЗЭ обогащенные или магматические ядра возрастaми

2.87-2.83 млрд лет, вероятно соответствующие времени внедрения дайки габброноритов. Высокоурановые черные в CL мигматитовые каймы с возрастом *ca* 2.76, отражающие время частичного плавления кислой породы с формированием гранитного расплава. Самой важной для интерпретации оказались четвертая группа цирконов: округлые с «fig-tree» зональностью типично гранулитовые кристаллы с возрастом 2717 ± 13 млн лет. Один из таких цирконов содержит поликристаллическое включение, состоящее из фенгита, биотита, кварца и омфацита (рис. 2). Таким образом, гранулитовые цирконы с возрастом 2.72 млрд лет подтвердили наши прошлые выводы о том, что возраст эцлогитового метаморфизма в Беломорской эцлогитовой провинции не моложе 2.72 млрд лет. Палеопротерозойские события с возрастом *ca* 2.4 и 1.9 млрд лет свидетельствуют о наложенных процессах и никак не связаны с метаморфизмом эцлогитовой фации.

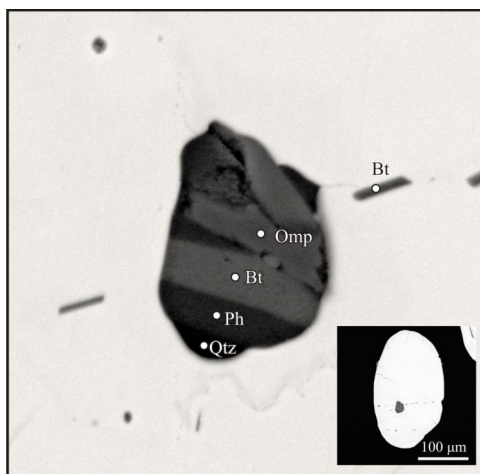


Рис. 2. BSE изображение поликристаллического нановключения в цирконе с возрастом *ca* 2.72, содержащее в своем составе омфацит.

Литература

Mints, M.V., Belousova, E.A., Konilov, A.N., Natapov, L.M., Shchipansky A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., Kaulina, T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. 38 (8), 739-742.

Изотопные Sm-Nd характеристики комплексов ювенильной коры Монголо-Охотского пояса и роль последней в процессах гранитообразования

Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Спиридонов А.М.

ИГХ СО РАН, Иркутск

К настоящему времени разработаны многочисленные геодинамические модели развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), важной составной частью которого является Монголо-Охотский пояс (МОП). Все тектонические модели формирования позднерифейских – палеозойских структур ЦАСП подчеркивают существенное значение субдукционных процессов вдоль окраин Северо-Азиатского кратона в этот интервал времени. Коллаж террейнов, образующий складчатые пояса Центральной Азии, включая МОП, формировался главным образом в результате аккреции к окраине Сибирского палеоконтинента террейнов островных дуг, аккреционных клиньев, турбидитовых террейнов, террейнов континентальных склонов. Именно этот первичный (ювенильный) коровый субстрат стал вмещающей средой для последующих процессов гранитообразования.

Основной объем отложений аккреционного клина в Забайкальской части МОП, представлен породами кулиндинской, ононской и чиндантской свит, объединенных в составе Ононского террейна. Для первой свиты характерно сочетание метабазитов, микрокварцитов (метакремней) и терригенных метаосадочных пород, тогда как в составе двух последних резко преобладают терригенные метаосадочные образования. Среди метабазальтов кулиндинской свиты выявлены различия, сопоставимые с базальтами N-MORB, E-MORB и OIB. Положительные величины $\epsilon Nd_{(385-475)}$ от +1.9 до +9.5 для всех типов базальтоидов указывают на их связь с деплетированным мантийным источником, за исключением единичных составов, имеющих $\epsilon Nd_{(385-475)}$ от -1.4 до -3.8. Изотопный состав Nd в метаосадочных породах всех трех свит близок – $\epsilon Nd_{(385-475)}$ от -6.3 до +2.8, а величины модельных изотопных возрастов лежат в пределах $T_{Nd(DM-2)} = 1770-1100$ млн. лет, что позволяет отнести образования Ононского террейна аккреционного клина МОП к рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии.

Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно

связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменной свиты, объединяемые в составе Каменского островодужного террейна. Отложения ургуйской свиты Восточного Забайкалья указывают на существование зоны субдукции вдоль юго-восточной окраины Монголо-Охотского палеоокеана. Среди образований береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – трондъемитами и плагиогранитами. Каменская свита представлена вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, которые имеют типичные островодужные геохимические характеристики, что выражается в преобладании LILE и LREE над HFSE с глубокими минимумами по Nb и Ta на спайдердиаграммах. Отложения ургуйской свиты представлены таким же набором пород с аналогичными геохимическими признаками.

Как интрузивные, так и вулканогенные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины ϵNd . Величина $\epsilon Nd_{(300)}$ от +3.8 до +7.5 в базальтах каменной свиты совпадает с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $\epsilon Nd_{(300)}$ от +3.1 до +4.1, что может указывать на тесную генетическую связь средних и кислых пород береинского комплекса с основными расплавами. Близки и модельные Nd изотопные возрасты базальтов – $T_{Nd(DM)}=920$ млн. лет, и интрузий среднего-кислого состава – $T_{Nd(DM-2)}=770-940$ млн. лет. Величины $\epsilon Nd_{(350MA)}$ в метабазитах ургуйской свиты положительны и лежат в пределах от +2.8 до +5.1. Величины $T_{Nd(DM)}$ для базальтов с величинами $^{147}Sm/^{144}Nd < 0.145$ лежат в пределах 820-940 млн. лет. Таким образом, величины $T_{Nd(DM,DM-2)}$ для магматических пород Каменского островодужного террейна и ургуйской свиты соответствуют каледонской изотопной коровой провинции Центральной Азии.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления не могло не сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Примером таких образований служат вулканогенно-осадочные и осадочные породы каменной и ургуйской свит Восточного Забайкалья. Туфоалевролиты каменной свиты имеют положительные значения $\epsilon Nd_{(300)}$ от +2.8 до +6.4 при $T_{Nd(DM-2)}=550-850$ млн. лет, что свидетельствует о значительной доле относительно молодого ювенильного корового вещества в составе этих осадочных пород. В отличие от вулканогенно-осадочных пород каменной свиты исследованные туфоалевролиты ургуйской свиты имеют более низкие величины $\epsilon Nd_{(350)}$ от 0.1 до -3.2 при более древних модельных Nd изотопных возрастах – $T_{Nd(DM-2)}=1060-1380$ млн. лет. Это свидетельствует о большей доле древнего корового вещества в источнике сноса ургуйской свиты по сравнению с каменной.

Позднепалеозойские коллизионные процессы на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана сформировали пояс интрузий и батолитов

палингенных известково-щелочных гранитоидов ундинского и олекминского комплексов Восточного Забайкалья. Массивы ундинского комплекса маркируют обстановку активной окраины вдоль северо-восточной окраины Аргунского террейна МОП. Граниты Верхнеундинского батолита этого комплекса имеют величины $\epsilon Nd_{(275)}$ от -5.0 до -1.9 и модельные возрасты $T_{Nd}(DM-2)=1210-1470$ млн. лет. Гранитоиды олекминского комплекса широко развиты вдоль юго-восточного края Западнo-Станового террейна МОП. Возрастные рамки и «объем» этого комплекса является предметом дискуссии. В настоящее время очевидно, что среди обширных батолитообразных массивов известково-щелочных палингенных гранитоидов вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского (476-431 млн. лет) и позднепалеозойского (343-318 млн. лет). Полученные изотопные Sm-Nd характеристики гранитов олекминского комплекса – $\epsilon Nd_{(316)}$ от -5.1 до -5.7 и $T_{Nd}(DM-2)=1520-1890$ млн. лет, свидетельствуют о присутствии в источнике этих гранитов материала несколько более древнего, по сравнению с гранитами ундинского комплекса.

Постколлизийный гранитоидный магматизм в пределах забайкальской части МОП широко проявился в позднемезозойское время, когда сутурная зона приобрела черты трансформной границы плит, выраженной в масштабных левосторонних сдвиговых перемещениях. Зачастую вмещающей средой для постколлизийных гранитоидов, например, амуджикано-сретенского комплекса, являлись преимущественно образования аккреционного клина МОП. Породы Сретенского и Верхне-Голготайского массивов этого комплекса имеют $\epsilon Nd_{(130)}$ от -2.0 до -2.3 и $T_{Nd}(DM-2)=1100-1130$ млн. лет.

Таким образом, близость Sm-Nd изотопных характеристик гранитоидов и метатерригенных пород аккреционного клина МОП может служить подтверждением возможного участия последних в процессах корового магмообразования. Изотопное районирование ЦАСП, проведенное на основе распределения величин модельных возрастов гранитоидов $T_{Nd}(DM-2)$, свидетельствует, что вещественные метки рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии являются преобладающими для большинства гранитоидов МОП. Это может служить свидетельством того, что позднепалеозойские и мезозойские корообразующие процессы в пределах этого складчатого пояса приводили лишь к переработке уже существовавшего более древнего корового вещества.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 11-05-00925, 12-05-00850, а также Интеграционного проекта СО РАН № 99.

U-Pb возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Порцелорского блока (Полярный Урал)

Душин В.А.¹, Ронкин Ю.Л.²

¹УГТУ, Екатеринбург; ²ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

В настоящее время одним из приоритетных направлений развития геолого-разведочных работ является создание сырьевых баз в новых регионах. В число таких малоизученных мест, но обладающих высоким потенциалом включен Полярный Урал, перспективы которого в отношении различного рода оруденений еще далеко не раскрыты. Все большую привлекательность Полярный Урал приобретает в связи с открытием и прогнозированием здесь новых и нетрадиционных типов оруденения, имеющих промышленно значимые аналоги в иных, освоенных районах. В свете вышесказанного постановка и осуществление комплексных геологических исследований, в том числе, включающих в себя использование методов изотопной геологии. Нами, в пределах Харбейско-Марункеуской структурно-формационной зоны Полярного Урала в результате геолого-геофизических исследований при создании Госгеолкарты-200/2 листов Q-42-VII, VIII выделен наряду с дорифейскими Марункеуским и Харбейским блоками своеобразный Порцелорский блок, отчасти перекликающийся по геологическому строению с Харбейской структурой. В его пределах закартированы автохтонные и автохтонно-параавтохтонные гранитоиды, отвечающие мигматит-плагиигранитовым и гранитовым формациям. Наиболее крупными из них являются Большесандибейский, Малосандибейский и Унсоимский массивы. Это, как правило, изометричные, слаболинейновытянутые в плане тела размером $0,7 \div 1,2 \times 2 \div 3$ км, приуроченные к крупным дизъюнктивам северо-западного и субмеридионального направлений. Для Большесандибейского массива характерны грубая «матрацевидная» отдельность, куполообразная морфология с серией конкордантных с вмещающими биотитовыми амфиболитами и амфиболовыми гнейсами мелкими ($1 \div 10$ м) телами мигматитов и гранитогнейсов, согласно обрамляющих массивы. При этом элементы залегания метаморфитов весьма пологие (аз. пад. $155 \angle 30$; $210 \angle 30$) в отличие от массивов собственно Харбейского блока. Гранитоиды обнажены по долинам одноименных рек, где встречаются в виде небольших коренных выходов и элювиально-делювиальных развалов. Тела хорошо картируются по естественной радиоактивности ($20 - 30$ мкр/час на фоне $10 \div 12$ мкр/час). Средняя магнитная восприимчивость пород $11,5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,6$ г/см³. Рассматриваемые массивы проявлены в магнитном

поле отрицательными аномалиями ΔT в пределах $-300 \div -370$ нТл, а в гравитационном поле не идентифицируются; на спектрозональных космоснимках отражены слабо, в связи со сглаженностью рельефа, в виде бордово-зеленоватых «пятен». Петрофонд массивов весьма однообразен и представлен в основном лейкократовыми мусковитовыми гранитами, иногда двуслюдяными порфириовидными. Нередко, особенно в эндоконтактовых частях, широко развиты гнейсовидность, катаклаз и бластез. Микроструктура – аллотриаморфнозернистая, порфириовидная, лепидогранобластовая катакlastическая. Текстура массивная и гнейсовидная. Минеральный состав: кварц 30 – 35%, микроклин и ортоклаз до 20 %, олигоклаз 20 – 25 %, мусковит до 20%, эпигенетические минералы (хлорит, эпидот, альбит) до 7 %; акцессорные – магнетит, лейкоксен, пирит, гематит, анатаз, сфен, гранат, циркон, апатит. Петрохимический облик пород обусловлен салическим составом слагающих пород и относится к семейству субщелочных лейкогранитов, характеризуемого высокими содержаниями кремнезема, умеренными и повышенными щелочей K - Na типа ($\Sigma K_2O + Na_2O$ составляет $7,5 \div 8,4$). Отмечается слабая плюмазитовая тенденция.

Спектры РЗЭ имеют U образную форму с положительным наклоном, т.е. тяжелые РЗЭ преобладают над легкими ($La/Yb = 0,66 \div 0,73$), с четко выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,03 \div 0,04$). Сумма РЗЭ $76,48 \div 94,13$ г/т. Геохимический спектр пород характеризуется повышенными содержаниями Te, Ir, Os ($KK > 100$); Cr, Bi, Pt, Au, Re ($KK > 10$); Sc, Rb, Y, Nb, Sn, Hf, Hg, Rb, Th, U ($KK > 1$) и пониженными Li, As, Ti, V, Sr, Cs, Ba ($KK < 0,1$). Сандибейские гранитоиды относятся к А-типу. Фигуративные точки на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса, П. Минара и Ф. Пикколи свидетельствуют о внутриплиной, посторогенной геодинамической природе пород данных массивов.

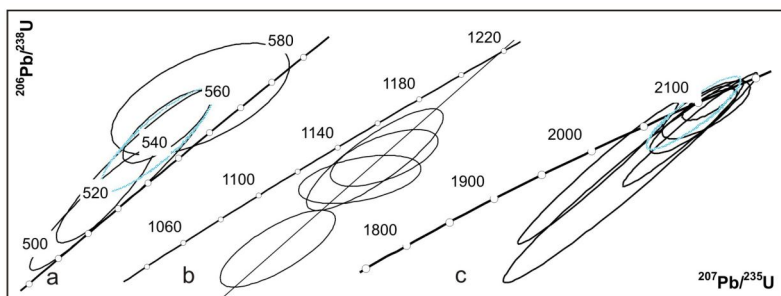


Рис. U-Pb систематика цирконов гранитоидов Порцелорского блока (Полярный Урал). а — 535 ± 26 млн лет; б — 1217 ± 120 млн лет, верхнее пересечение конкордии с дискордией; с — 2106 ± 23 млн лет.

Возраст массивов интерпретируется среднерифейским на основании, как геологических построений – залегание в доняровейском разрезе, специфика геохимического спектра, U-Pb данные по цирконам показывают значение 1217 млн лет, так и по аналогии с Маньхамбовским массивом Приполярного Урала, имеющим U-Pb датировку 1390 млн лет. Следует отметить, что кроме данного кластера в цирконах установлены, как более древние значения для ядерных частей минералов 2106 ± 23 млн лет, так и более молодые (535 ± 26 млн лет), соответствующие верхнему венду. Последние, на наш взгляд, отвечают общим коллизийным событиям в Харбейско-Марункеуской СФЗ.

Резюмируя выполненные геохимические и изотопные исследования можно, с большой долей вероятности, объединить изученные гранитоидные массивы в самостоятельный сандибейский гранитовый комплекс, залегающий в дорифейском разрезе, принадлежащий к гранитам А-типа, сформированным на среднерифейском внутриплитном этапе (1217 млн лет) развития региона.

Литература

1. Душин В. А., Фауст А. В. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока / Региональная геология и металлогения. № 35. СПб, 2008. С. 25-33.

2. Душин В. А., Ронкин Ю. Л., Фролова Е. В. U-Pb возраст, геодинамическая позиция и металлогения гранитоидов Харбейского блока, Полярный Урал. Настоящий сборник.

U-Pb возраст, геодинамическая позиция и металлогения гранитоидов Харбейского блока, Полярный Урал

Душин В.А.¹, Ронкин Ю.Л.², Фролова Е.В.¹

¹УГГУ, Екатеринбург; ²ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Проблемы возраста, геодинамики и минерагении гранитоидов Полярного Урала, слагающих многочисленные массивы и серии жильных тел в пределах Харбейского блока, неоднократно обсуждались в литературе, однако до сих пор являются предметом острых дискуссий. Так по данным работы [Охотников, 1985] полигенные массивы, пространственно связанные с метаморфитами Харбейского блока, объединены в полярноуральский ряд комплексов: харбейский, гердизский, нодеягинский с неопределенным рифейско-позднепалеозойским возрастом по данным калий-аргоновой ($277-490$ млн лет) изотопии и геологическим наблюдениям (галька гранитоидов в основании палеозойского разреза). Другие [Сирин, 1962; Кожина и Удовкина,

1965 и др.], считая их в основном магматическими и частично гибридными породами, относили магматиты к раннепалеозойским образованиям. Согласно точке зрения Ю.Ю. Эрвье, а также [Молдавандцев, 1971; Караченцев, 1972 и др.], преобладающая часть гранитоидов в пределах гнейсово-амфиболитового комплекса образовались метасоматическим путем в позднепалеозойский этап.

Наши представления, основанные на многолетних исследованиях, предполагают ранжирование гранитоидов по нескольким формационно-обоснованным комплексам: евьюганский (PR_1) мигматит-плагиогранитовый; сядатояхинский ($V-C_1$) гранитовый; полярноуральский (C_1-P) полигенно-полихронный и лонготюганский (P_3-T_1) граносиенит-гранитовый малых тел. Если с современным изотопным датированием крупных массивов сядатояхинского гранитового комплекса вопрос более менее решен работами ВСЕГЕИ (А.Н. Мельгунов и др., 2009, персональное сообщение), которыми получены U-Pb значения по цирконам гранитоидов Харбейского (525-591 млн. лет) и Нодеягинского (559-562 млн. лет) массивов, то вопрос о возрасте и геодинамической природе малых тел гранитов того же сядатояхинского, полярноуральского и граносиенитов лонготюганского комплексов остается открытым.

Работами по ГДП-200 на территории листов Q-42-VII, VIII нами были специально изучены малые линейно-вытянутые, часто соскладчатые с метаморфитами ханмейхойской свиты (PR_1) тела гранитов, трассирующие Яршор-Лаптаюганскую зону. Одно из таких тел расположено на левом борту р. Лаптаюган, имеет мощность 20-35 м и протяженность около 500 м. Это граниты розовато-серого цвета, среднезернистые со слабогнейсоватой текстурой; основная ткань аллотриоморфнозернистая, местами просматриваются порфириовидные выделения калишпатов.

Минеральный состав: кварц – (30 %), микроклин – (30 %), олигоклаз – (10 %), альбит – (5 %), биотит – (10 %). Из вторичных минералов отмечаются мусковит до – 5 %, эпидот до – 5 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, молибденитом, ильменитом, магнетитом, пиритом, халькопиритом. Химический состав соответствует субщелочным лейкогранитам. Содержание кремнезема составляет 75.05 %, TiO_2 – 0.08 %, Al_2O_3 – 13.19 %, Fe_2O_3 – 1.05 %, FeO – 0.4 %, P_2O_5 – 0.02 %, MgO – 0.019 %, CaO – 0.64 %, Na_2O – 5.2 %, K_2O – 4.07 %, ppp – 0.3 %. При изучении микроэлементного состава установлено, что в гранитах присутствуют (г/т): Rb – 96.5; Zr – 69.0; Nb – 12.6; Mo – 0.56; Hf – 2.96; Ta – 1.18; Hg – 0.11; Pb – 19.1; Th – 11.1; U – 1.8; Au – 0.047; $\Sigma ЭПГ$ – 0.23. В пробах отмечается дефицит тяжелых лантаноидов относительно легких при отсутствии европиевого минимума. Положение фигуративных точек на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (Nb–Y), Rb–(Y+Nb) свидетельствует об их близости к породам, формировавшимся в коллизионных обстановках.

Для привязки к абсолютной шкале летоисчисления были датированы 11 кристаллов цирконов выделенных из гранита полярноуральского комплекса с помощью U-Pb LA ICP-MS метода. U-Pb данные в координатах $207\text{Pb}/235\text{U} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ демонстрируют наличие как минимум трех возрастных кластеров, наиболее представительный из которых, по количеству фигуративных точек ($N=8$), определяется конкордантным возрастом 532 ± 8 млн лет с вероятностью соответствия конкордантности 0.3 (СКВО=1.1). Менее определенно положение двух эллипсов в районе 305-335 млн. лет, поскольку их позиция на графике с конкордией характеризуются значительными величинами дискордантности (до 66 %), что не противоречит возможности рассмотрения их в составе дискордии, определяющей верхнее пересечение с возрастом 495 ± 81 млн. лет, а нижнее, в пределах наблюдаемых погрешностей, около нуля. И наконец, U-Pb данные для, вероятно, унаследованного ядра одного кристалла определяют возраст 1797 млн. лет (по отношению ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$, дискордантность 1.5 %), что значимо «древнее» нежели рассмотренные выше U-Pb возраста.

Анализ полученной информации свидетельствует о том, что малые тела лейкогранитов, обладающих невысоким суммарным содержанием радиоактивных элементов (10-15 г/т) при ториевой специализации ($\text{Th}/\text{U}=6.1$), сформированы в вендско-раннекембрийский коллизийный этап развития территории (532 ± 8 млн. лет) и коррелируются с проявлениями гранитоидного магматизма гранит-лейкогранитовой формации Полярного Урала [Душин, 1997]. При этом анализ изотопных данных выявил с одной стороны присутствие более древних реликтовых значений (1797 млн. лет), отразивших возраст эдукта, либо захваченных U-Pb систем, а с другой менее отчетливые, вероятно, связанные с потерей свинца в исследованных цирконах ассоциации, по-видимому, отвечающих метасоматическим изменениям, свидетельствующим о карбон-пермском метасоматическом этапе, несущем молибден-вольфрам-бериллиевую минерализацию. Этот тезис подтверждается как связью с гранит-лейкогранитовой формацией Мо-В оруденения в районе, так и $\text{Zr}/\text{Hf} = 23.34$ в изучаемых лейкогранитах, аналогичных в вольфрам-молибден-грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана и олово-вольфрамовых грейзеновых объектах Рудных Гор [Зарайский и др., 2009].

Литература

Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недрa, 1997. 213 с.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. и др. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 28-50.

Караченцев С.Г. О возрасте гранитообразования на севере Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 138-158.

Кожина Т.К., Удовкина Н.Г. Доордовикские гранитные интрузии Приполярного и Полярного Урала // Геология и геохимия гранитных пород. М.: Наука, 1965. С. 190-238.

Молдаванцев Ю.Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинария (Полярный Урал) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 4. Свердловск, 1971. С. 269-274.

Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 144 с.

Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 287 с.

Датирование рудоносных объектов Балтийского щита с использованием сульфидных минералов: новые возможности Sm-Nd метода

Екимова Н.А.¹, Серов П.А.¹, Лобанов К.В.²

¹ГИ КНЦ РАН, Анапты; ²ИГЕМ РАН, Москва

В пределах Фенноскандинавского щита только на поверхности насчитываются сотни мафит-ультрамафитовых интрузий, а по геофизическим данным (на глубине) - более тысячи. Существующие оценки их рудного потенциала связаны с очень дорогостоящими и длительными буровыми и аналитическими работами [1]. Одним из экспрессных и относительно дешевых методов является Sm-Nd датирование пород и минералов.

Особенностью Sm-Nd метода является то, что он позволяет использовать для датирования процессов породообразующие минералы. Наши исследования показали, что наряду с породообразующими, возможно использование и рудных минералов (сульфидов) для определения времени рудогенеза промышленно значимых геологических объектов, так как именно с сульфидами тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация.

Определение возраста по сульфидам является прямым методом, поскольку в этом случае датируется непосредственно время рудообразования, которое может как совпадать с временем кристаллизации материнской магмы (сингенетичные руды), так и не совпадать – эпигенетичные, переотложенные руды.

Изотопные Sm-Nd исследования по сульфидам практически не проводятся, т.к. содержания РЗЭ в сульфидных минералах считаются весьма низкими (ниже 0.1 ppm). Между тем, исследования РЗЭ [2; 3], проведенные в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов, показали возможность нахождения РЗЭ в кристаллической решетке сульфидов в измеряемых количествах. Мы продолжили эти исследования и

изучили распределение РЗЭ в сульфидных минералах. Результаты показывают вполне ощутимые и измеряемые на масс-спектрометрах концентрации, включая Sm и Nd, достаточные для использования сульфидов в Sm-Nd изотопном методе [5].

Одной из проблем Sm-Nd систематики сульфидов является вопрос о внутренних включениях с высокими содержаниями РЗЭ (например, монацита). В таком случае, полученные изотопно-геохронологические характеристики могут не соответствовать реальным геологическим событиям. Для решения этого вопроса было проведено исследование внутренней структуры сульфидных минералов методом катодоллюминесценции с использованием высоколокального оборудования - сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 с катодоллюминесцентной приставкой PanaCL. Проведенные исследования показали, что эти включения не способны значительно повлиять на результаты Sm-Nd анализа. Подтверждением этого вывода служит работа [4], где изучались редкие земли в сульфиде из хондрита Bishunpur методом нейтронно-активационного анализа (INAA). В изученном образце были установлены включения энстатита и Fe, Si, Cr-обогащенная фаза, однако, расчеты авторов статьи показали, что эти силикатные включения не вносят значительного вклада в общее содержание РЗЭ в сульфидах [4].

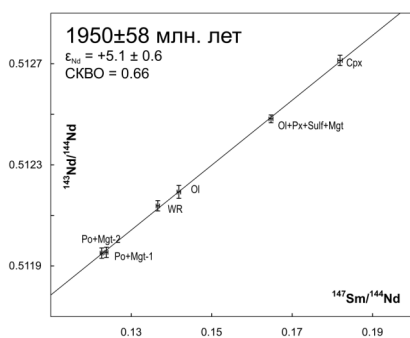


Рис. 1 Минеральная Sm-Nd изохрона для рудных перидотитов Пильгуярвинского месторождения

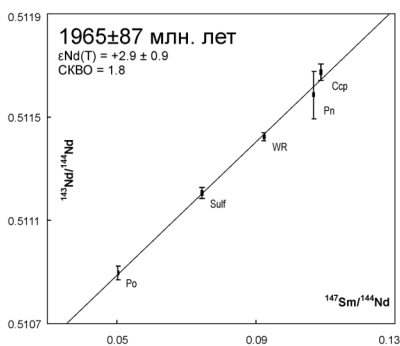


Рис. 2 Минеральная Sm-Nd изохрона для брекчиевидных руд Пильгуярвинского месторождения Печенги

Впервые с использованием сульфидных минералов в качестве геохронометров в Sm-Nd методе были датированы рудные перидотиты и брекчиевидные руды Пильгуярвинского месторождения, Печенга (1950±58 млн. лет и 1965±87 млн. лет), (рис. 1,2), рудные габбронориты

месторождения Киевей, Федорово-Панский массив (2483 ± 86 млн. лет), (рис. 3).

Таким образом, использование сульфидов дало возможность датировать рудогенез, полученные датировки хорошо согласуются с уже известными возрастными для данных массивов и наши данные позволили закрепить тезис о том, что сульфидная минерализация изученных объектов образовывалась синхронно с кристаллизацией магмы, т.е. на магматическом этапе становления массивов.

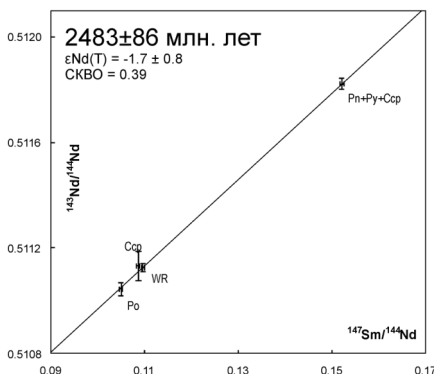


Рис. 3. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудных габброноритов месторождения Киевей

Работа выполнена при финансовой поддержке МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013), грантов РФФИ №№ 11-05-12012-офи_м-2011, 10-05-00058-а, 11-05-00570-а и приоритетных научных программ ОНЗ РАН (2, 6).

Литература

1. Митрофанов Ф.П. // Отечественная геология, 2006, №4 С.3-9.
2. Дубинин А.В. // Геохимия. 1993 б, № 11, с. 1605-1619.
3. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. // Журнал аналитической химии, 2003, Т. 58, № 9, с. 975-979
4. P.Kong, E. Deloule, H. Palme // Earth and planetary Science letters, 2000, No. 177, P 1-7.
5. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Митрофанов Ф.П. // Доклады АН, 2011, т. 436, №1 С. 75-78.

Шкала геологического времени фанерозоя, ее совершенствование, региональные шкалы

Жамойда А.И.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

1. В стратиграфии под геохронологической шкалой понимают ряд геохронологических эквивалентов международных стратиграфических подразделений в их таксономической последовательности – от эры до века.

Шкала геологического времени, выраженная в годах, называется Геохронометрической шкалой. Такое понимание указанных терминов закреплено в отечественном «Стратиграфическом кодексе» (1976, 19922, 2006).

Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК, до 1992 г. – СССР) утверждается Общая стратиграфическая шкала (ОСШ), в отдельных интервалах отличная от Международной стратиграфической шкалы (МСШ).

2. Международная (Общая) стратиграфическая шкала сопровождаемая Геохронологической шкалой и Шкалой геологического времени (Геохронометрической шкалой) – основа геологического картирования и исследований в отраслях геологии, прямо или косвенно связанных с историческими реконструкциями. МСШ – это совокупность международных (общих) стратиграфических подразделений (в их полных объемах, без пропусков и перекрытий), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности. Основным подразделением МСШ фанерозоя является ярус с фиксированной нижней границей (лимитотип), устанавливаемой главным образом с помощью палеонтолого-стратиграфических и геохронометрических методов.

3. Геохронометрическое обеспечение МСШ с середины 90-х гг. минувшего столетия осуществляется выбором и утверждением так называемой «точки глобального стратотипа границы» (ТГСТГ, Global Stratotype Section and Point, GSSP), утверждаемой Исполнительным комитетом Международного союза геологических наук (МСГН) по представлению Международной комиссии по стратиграфии (МКС).

Состояние МСШ фанерозоя на 2011 г. следующие: по системам палеозоя утверждены нижние границы 33 ярусов (из 47), по системам мезозоя – 10 ярусов (из 30), по системам кайнозоя – 8 ярусов (из 17, без квартера). Полный набор ярусов утвержден только для ордовика и силура (новые ярусы), девона и двух новых среднего и верхнего отделов перми. Из остальных систем имеют утвержденные нижние границы – кембрийская (542 ± 1), каменноугольная (359.2 ± 2.5), пермская (299 ± 0.8), триасовая (251 ± 0.4), палеогеновая (65.5 ± 0.3), неогеновая (23.03) и четвертичная (2.588). Выбор

ТГСГ продолжается, причем в большинстве случаев их приходится выбирать не в стратотипических разрезах ярусов.

4. Ярусы с утвержденным уровнем нижней границы считаются официально принятыми. Российские геологи должны выполнять постановления МКС, однако решительно выступили против замены стратотипа на лимитотип (ТГСГ), в том числе для международных (общих) стратиграфических подразделений, конкретно – ярусов. Лимитотип нельзя оценивать как альтернативу стратотипа: они дополняют друг друга, и в идеальном случае располагаться в едином разрезе.

5. На территории России была установлена одна система – пермская с семью ярусами, а также ярусы нижнего и среднего кембрия (6 ярусов), карбона (все 7 ярусов) и триаса (один ярус). Тотальное сокращение в нашей стране работ по обоснованию на современном уровне ТГСГ «российских» ярусов привело к потерям нашего приоритета большинства из них. В настоящее время утверждены ТГСГ только башкирского яруса карбона и ассельского яруса перми (не на территории России) и нами готовятся ТГСГ сакмарского, артинского и кунгурского ярусов нижней перми, серпуховского, московского, касимовского и гжельского ярусов карбона.

6. Региональные корреляционные стратиграфические схемы, являющиеся основой составления легенд различных карт геологического содержания, в том числе серийных легенд Государственных геологических карт (1:200 000, 1:1 000 000) и обзорных карт, должны сопровождаться геохронометрическим обоснованием: а) датировками региональных и местных стратонтов (лучше их границ); б) датировками прослеженных в регионах уровней утвержденных нижних границ ярусов МСШ. Некоторые примеры по ордовикским и силурийским разрезам показывают эффективность таких работ. Однако эта задача в современных условиях почти невыполнима и поэтому такие датировки обычно заменяются прослеживанием биостратиграфических зон или биостратиграфических датированных уровней (datum plane).

В 60–70-х гг. ряд лабораторий абсолютного возраста пород (ИГЕМ, ВСЕГЕИ, ГЕОХИ и другие) работали в контакте со стратиграфами и пытались создать отечественную Шкалу геологического времени. Подобные исследования были также проведены во ВСЕГЕИ в конце 80-х – начале 90-х годов. В результате последних выяснилось, что принятые в МСШ датировки нижних границ ярусов ордовика, силура, нижнего и среднего девона, верхнего мела и кайнозоя можно считать надежными. Для остальных систем или отделов таких датировок не оказалось. Следовательно, и к утвержденным МСШ датировкам надо относиться с осторожностью. Они со временем уточняются новыми исследованиями.

7. Вполне понимая малую перспективность восстановления исследований, которым посвящен доклад, все-таки сформулирую основные задачи отечественных геологов по совершенствованию геохронометрического

обеспечения МСШ (ОСШ) и региональных стратиграфических работ – хотя бы на будущее:

а) внедрение новых современных методов определения геологического возраста пород, расширяющих возможности их применения в стратиграфии;

б) выбор и изучение подходящих разрезов различных систем фанерозоя для уточнения геохронометрических основ МСШ;

в) прослеживание утвержденных границ ярусов МСШ в подразделениях новых и актуализированных региональных корреляционных стратиграфических схем территории России;

г) внедрение в практику геолого-картографических работ обязательных определений геологического возраста пород в результате применения различных методов.

Очевидно, что перечисленные задачи могут быть эффективно выполнены только по программам, объединяющим усилия совместных коллективов геохронологов и палеонтологов-стратиграфов.

Кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов и сохранность их изотопных систем

**Зайцева Т.С.¹, Горохов И.М.¹, Мельников Н.Н.¹,
Ивановская Т.А.²**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ²ГИН РАН, Москва

С середины прошлого века глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового ряда широко используются для Rb-Sr и K-Ar датирования осадочных отложений различного возраста. Эти минералы-геохронометры, формирующиеся *in situ*, позволяют получить информацию о времени диагенеза осадков – этапа, близкого ко времени осадконакопления. Однако на практике, особенно в молодых отложениях, нередко приходится сталкиваться с заметно завышенными значениями изотопных возрастов глауконитов, что, видимо, связано с унаследованием радиогенных изотопов от минералов-предшественников. Равным образом, изотопный возраст глауконитов иногда может указывать на время более поздних этапов постдиагенетического преобразования осадков, так как низкотемпературные процессы, часто не оставляющие в глауконите следов на минералогическом уровне, могут привести к перестройке его тонкой структуры, сопровождающейся потерей радиогенных ⁸⁷Sr и ⁴⁰Ar. С развитием физических методов (электронографии, рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса и т.д.) стало понятно,

что минералы с близкими физическими свойствами и химическими составами могут отличаться тонкой структурой, то есть характером катионного упорядочения, и степенью сохранности изотопно-геохронологических систем. По мере накопления новых данных о структуре глауконита, а также формирования представлений о его генезисе, совершенствовались и подходы к интерпретации данных, получаемых различными физическими методами.

В конце прошлого века с помощью методов электронографии и рентгеновской дифрактометрии была установлена вакантность транс-октаэдров в диоктаэдрических железистых филлосиликатах, к которым относится и глауконит [1 и др.], и впервые дублеты в мессбауэровских спектрах этого минерала были соотнесены с присутствием Fe в цис-позициях [2]. Следующим шагом было соотнесение мессбауэровских дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} с различными типами их локальных окружений [3, 4, 5]. Используя эти результаты и современные представления о формировании глауконитов [6, 7, 8], коллектив авторов ИГГД и ГИН РАН [7, 8] предложил кристаллохимический метод оценки степени сохранности изотопных систем глауконитов. На примере позднепротерозойских глауконитов было показано, что моделирование распределения катионов и анализ мессбауэровских спектров дают возможность оценить, является ли установленное соотношение интенсивностей различных дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe в глауконите изначальным или результатом постдиагенетического преобразования структуры минерала. Этот метод показал свою работоспособность для целого ряда рифейских, вендских и кембрийских глауконитов (табл.), но требовал усовершенствования в связи с трудностями (неопределенностями), часто возникающими при разложении мессбауэровских спектров этих минералов. Поэтому недавно нами был предложен метод прямой суперпозиции, работающий в рамках разработанной компьютерной программы «Optima» [9]. Этот метод позволяет напрямую моделировать мессбауэровский спектр на основе химического анализа исследуемого глауконита и статистически сравнивать его с экспериментальным спектром. Статистическая оценка согласия теоретических и экспериментальных данных позволяет выбрать подходящий вариант распределения октаэдрических катионов в глауконите и связать полученное значение изотопного возраста с конкретным геологическим (геохимическим) событием, способным вызвать соответствующее структурное преобразование минерала. В итоге, сопоставление результатов моделирования с данными мессбауэровской спектроскопии позволяет установить, являются ли сегодняшние кристаллохимические и изотопно-геохронологические характеристики глауконита изначальными или вторичными и таким путем отделять датировки, отвечающие времени раннего диагенеза и пригодные для целей стратиграфии, от «омоложенных», отражающих возраст постдиагенетических преобразований.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и Приоритетной программы № 25 Президиума РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00234 и 12-05-01058).

Таблица. Возраст глобулярных слоистых силикатов

Свита	Район	Геологический возраст	Rb-Sr, млн. лет	K-Ar, млн. лет	Ссылки
1. Изотопный возраст, согласующийся со стратиграфическим положением свиты					
Укская	Южный Урал	R ₃	663±9	669±16	[10]
Арымасская	Северная Сибирь	R ₂	1302±8	1302	[11]
Дебенгдинская		R ₂	1262±13	1287±16	[7]
Хайпахская		R ₂	1170±16	—	[12]
Тоттинская (часть образцов)	Восточная Сибирь	R ₂	—	1115-1120	[13]
Усть-ильинская	Анабарский массив	R ₁	1480	1460	[14]
2. «Омоложенный» изотопный возраст					
Вирбалисская	Западная Литва	Є		378±8	[15]
Хмельницкая	Подольское Приднестровье	V-Є	365-420	360-437	[8]
Пяряярвинская и Палвинская	П-ов Средний	R ₃	744-781	—	[16]
Тоттинская	Восточная Сибирь	R ₂	864±4	810-861	[13]

Литература

1. Ципурский С.И., Дриц В.А. Минералогический журнал. 1984. Т. 6. № 1. С. 3-16.
2. Дайняк Л.Г. и др. Кристаллография. 1984. Т.29. №2. С.304-322.
3. Drits V.A.et al. Clay Minerals. 1997. V.32. P.153-179.
4. Dainyak L.G.et al. Eur. J. Mineral. 2004. V.16. №3. P.451-468.
5. Dainyak L.G. Eur. J. Mineral. 2009. V.21. №5. P.995-1008.
6. Clauer N. et al. Geology. 1992. V.20. №2. P.133-136.
7. Горохов И.М. и др. Литол.и полезн.ископ. 1995. №6. С.615-631.
8. Горохов И.М.и др. Литол.и полезн.ископ. 1997. №6. С.616-635.
9. Зайцева Т.С. и др. Тезисы. Федоровская сессия, СПб. 2008. С. 48-50.

10. Зайцева и др. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т.16. №3. С.3-25.
11. Zaitseva T.S. et al. Abstr. 3rd MECC, Opatija, Croatia. 2006. P.125.
12. Zaitseva T.S. et al. Mineralogia. Spec.Papers. Abstr.4th MECC'08. 2008. V.33. P.188.
13. Семихатов и др. Литол.и полезн.ископ. 1989. № 6. С.3-18.
14. Горохов И.М. и др. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №7. С.17-32.
15. Зайцева Т.С. и др. Литология и полез. ископаемые. 2005. № 4. С.1-13.
16. Ивановская Т.А. и др. Литология и полез. ископаемые. 2003. №5. С.526-538.

Изотопная систематика разноразмерного глинистого материала: аргиллиты бакеевской свиты (венд, Южный Урал)

**Зайцева Т.С., Горохов И.М., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н.,
Константинова Г.В.**

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Проведено рентгеноструктурное, Rb-Sr и Sm-Nd изучение шести разноразмерных (1-2, 0.6-1, 0.3-0.6, 0.2-0.3, 0.1-0.2 и <0.1 мкм) глинистых субфракций (СФ), выделенных из аргиллитов бакеевской свиты нижних горизонтов ашинской серии венда Южного Урала. Изучение мелкозернистых СФ 0.2-0.3, 0.1-0.2 и <0.1 мкм показало, что они состоят преимущественно из иллит-сметита политипной модификации 1M_d с примесью 1M иллита. Индекс кристалличности иллит-сметита увеличивается по мере уменьшения размера частиц от 1.08 до 1.12° и характерен для зоны диагенеза-катагенеза. Относительно крупнозернистые СФ 1-2, 0.6-1, 0.3-0.6 мкм составлены 1M иллитом с примесью детритового 2M₁ иллита.

Выделенные СФ обрабатывались 1N HCl, и триплеты: необработанная СФ – кислотная вытяжка – остаток от выщелачивания изучались Rb-Sr и Sm-Nd методами. По мере уменьшения размеров частиц в СФ от 1-2 до <0.1 мкм, доля Rb, переходящего в кислотную вытяжку, уменьшается от 0.77 до 0.59 %, тогда как доля Sr увеличивается от 22.5 до 60.5 %, доли Sm и Nd – от 49.6 до 55.4 % и от 23.4 до 31.1 % соответственно. По характеру вариаций содержаний элементов и изотопных отношений силикатные остатки от выщелачивания и кислотные вытяжки можно разделить на две группы, определяемые размером глинистых частиц.

В мелкозернистой группе (СФ 0.2-0.3, 0.1-0.2 и <0.1 мкм) наблюдается плавное изменение концентраций с уменьшением размера частиц: (а) в силикатных остатках от выщелачивания – концентрация Sr уменьшается от

36 до 25 мкг/г (здесь и далее содержания указаны в расчете на 1 г необработанной СФ), Sm – от 2.8 до 1.7 мкг/г, Nd – от 27.0 до 13.4 мкг/г; (б) в кислотных вытяжках – содержание Sr увеличивается от 34 до 38 мкг/г, содержание Sm уменьшается от 3.8 до 2.1 мкг/г, а Nd – от 11.3 до 6.1 мкг/г.

В крупнозернистой группе (СФ 1-2, 0.6-1 и 0.3-0.6 мкм) прослеживается та же тенденция, т.е. наблюдается плавное изменение концентраций с уменьшением размера частиц: (а) в силикатных остатках от выщелачивания – концентрация Sr уменьшается от 67 до 37 мкг/г, Sm – от 6.2 до 3.2 мкг/г, Nd – от 59.2 до 29.7 мкг/г, а Rb растет от 165 до 175 мкг/г; (б) в кислотных вытяжках – содержание Sr увеличивается от 19 до 27 мкг/г, Sm уменьшается от 6.1 до 4.4 мкг/г, а Nd – от 18.4 до 13.5 мкг/г.

Изотопные отношения в кислотных вытяжках обеих групп также плавно меняются с уменьшением размера частиц. В мелкозернистой группе: в кислотных вытяжках – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.105 до 0.086, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.71601 до 0.71550. В крупнозернистой группе: в кислотных вытяжках – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.200 до 0.132, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.71793 до 0.71627. В координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $1/\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ расположения точек силикатных остатков от выщелачивания как для мелкозернистой, так и крупнозернистой групп, близки к линейным. Линейное расположение точек в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдается и для кислотных вытяжек обеих групп.

Все эти зависимости вместе означают, что силикатные остатки от выщелачивания мелкозернистых СФ (0.2-0.3, 0.1-0.2 и <0.1 мкм) образованы смесью двух низкотемпературных генераций иллита с различающимися концентрациями радиоактивных и радиогенных элементов и соответствующими изотопными отношениями, а также что и переходящая в кислотные вытяжки мобильная фаза упомянутых СФ представляет собой двухкомпонентную систему. Конечные члены этих смесей (в данном случае СФ 0.2-0.3 и <0.1 мкм) наиболее близко характеризуют каждую из двух генераций иллита и каждую из двух генераций легкорастворимых минералов.

В крупнозернистых СФ (1-2, 0.6-1 и 0.3-0.6 мкм) силикатные и мобильные фазы также представляют собой двухкомпонентные смеси с различающимися концентрациями радиоактивных и радиогенных элементов и соответствующими изотопными отношениями. В одном из конечных членов этой смеси (СФ 0.3-0.6 мкм), представленном преимущественно 1М иллитом, который, по-видимому, сформировался во время диагенеза, присутствует незначительная примесь детритового 2M₁ иллита. Это не позволяет считать модельную Rb-Sr датировку (622 млн. лет, принятое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.708$) этой генерации возрастом диагенеза бакеевских осадков, однако даёт возможность оценить его верхний предел. Модельный же возраст конечного члена другой смеси (СФ 0.2-0.3 мкм), в котором доминирует 1M_d иллит, сформировавшийся, по-видимому, на постдиагенетическом этапе литогенеза, составляет 554 млн. лет и позволяет оценить нижний предел возраста диагенеза. Таким образом,

возраст диагенеза осадков бакеевской свиты, по-видимому, находится в интервале 554–622 млн. лет.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-01058).

Об изотопно-геохронологических исследованиях кимберлитов Сибирской платформы

Зинчук Н.Н.

ЗЯНЦ АН РС(Я), Мирный, РС(Я)

Алмаз возник в мантии на глубинах не менее 120-150 км в результате твердотельного процесса при литостатических давлениях более 40 кбар и температурах 1000-1300°C. Эти параметры характеризуют область устойчивости минерала, геосферу его существования. Использование Sm/Nd изотопной системы для включений низкохромовых гранатов перидотитового парагенезиса (P-тип) из кимберлитов трубок Финш и Кимберли Южно-Африканской платформы (ЮАП) дали модельный возраст 3.3 млрд. лет (ранний архей), интерпретируемый как время образования алмаза. Другие, более обогащенные кальцием гранаты перидотитовой ассоциации кимберлитов трубки Премър этой же платформы, измеренные этим же методом, указали на дату около 2 млрд. лет (ранний протерозой). Исследование сульфидных включений P-типа из трубки Удачная Сибирской платформы (СП) подтвердили Re-Os модельный возраст алмазов – 3.1-3.5 млрд. лет (ранний архей), что определяет нижний возрастной предел для зерен минерала, сохранившихся ныне на глубинах верхней мантии. Присутствие единичных зерен алмаза в высокометаморфизованных породах раннего докембрия Алданского щита СП имеет принципиальное значение, позволяя лучше понять с какими первичными породами он был связан (перидотитами). Здесь известны и такие потенциально алмазоносные породы как нижнепротерозойские лампроиты. В нижнепалеозойских образованиях ряда платформ Мира встречаются алмазы с «признаками древности», среди которых преобладают округлые формы, большие кубоиды и тетраэдры, встречаются и скрытокристаллические разности (карбонадо, боллас), которых нет в фанерозойских кимберлитах. Обычно они зеленой окраски с буроватыми пятнами. Платформы рифея были обширными по площади тектоническими структурами с мощной сиалической корой и субстратом, сложенным кристаллическими породами раннего докембрия. К концу раннего протерозоя (рубеж 1.65 млрд. лет) на платформах происходило уменьшение интенсивности теплового потока, упрочение формирующейся земной коры (процесс кратонизации). На всех континентах формируются авлакогены, оказавшие большое влияние на размещение алмазоносных магматитов. В позднем рифее

продолжалось погружение северо-восточной части СП (Палеовиллоийский авлакоген), соединявший вышнее Патомское нагорье с Верхояньем. На Анабарском щите накапливалась карбонатная билляхская свита. Базитовые силы внедрялись в породы Сибирского кратона в интервале 780-760 млн. лет. В конце позднерифейской эры произошло становление тел щелочно-ультраосновных диатрем, наиболее древними среди которых являются выявленные в регионе тела вулканических брекчий в бассейне рек Большая Куонамка и Хорбусунка. Рифейский магматизм заметно отличался от раннепротерозойского и архейского повышенной щелочностью. Породы щелочного и субщелочного рядов внедрялись преимущественно на бортах авлакогенов. Существует значительное количество работ по оценке возраста кимберлитовых источников с использованием изотопных систем. Так, исследователями под руководством А.И. Зайцева проведена такая оценка для кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) с использованием модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, характеризующего время отделения источника – кимберлитов от деплетированного мантийного резервуара, что позволило получить модельные возрасты полей, даже далеко отстоящих друг от друга, укладываемые в четыре группы (в млн. лет): 470-540; 600-700; 800-900; 1000-1100, при этом возраст 600-700 млн. лет доминирует. Несмотря на абсолютное преобладание различных интервалов позднего и терминального рифея, не существует никаких закономерностей в распределении возрастов протолита по площади, лишь для недавно открытого Накынского поля даты древнее, а для Куойкского поля несколько моложе. Это можно интерпретировать как признак единства всего процесса кимберлитообразования на СП. На юго-западе и северо-востоке платформы выделяют две области, в пределах которых обнаруживаются алмазы с «признаками древности». На юго-западе платформы слабоалмазоносные кимберлиты Ингашинского (Окинского) поля Присаянского алмазоносного района являются единственными из 37 полей СП, которые определенно имеют рифейский возраст. В пределах Восточного Саяна, Енисейского края и Чадобецкого поднятия коренные алмазоносные магматиты прогнозируются, поскольку во вторичных коллекторах отмечены алмазы – округлые ромбододекаэдровиды, зеленые и пигментированные индивиды с губчатой поверхностью, а также целые кристаллы. Обычные парагенетические спутники алмаза (пиропы) редки и пространственно разобщены с ореолами алмазов, что позволяет предполагать об их связи с более молодыми (девон, верхний триас-юра) известными здесь безрудными кимберлитами. На северо-востоке платформы в аллювии рек «древние» алмазы попадают из рифейских толщ восточного склона Анабарского щита, Уджинского и Оленекского поднятия. В каледонский этап (кембрий – ранний девон, 570-400 млн. лет) сформировалось большое количество тел алмазоносных магматитов, что позволяет говорить о самостоятельной раннепалеозойской эпохе мощного корообразования и алмазоносного магматизма, которая для СП ещё не полностью открыта, на что указывает недавно открытое новое Накынное кимберлитовое поле этого

возраста. Для раннегерцинского этапа (средний девон – ранний карбон, 400-310 млн. лет) вспышка алмазоносного кимберлитового магматизма имеет всеобщий характер, поскольку к этому возрасту отнесены трубки 12 кимберлитовых полей ЯАП как центральной, так и северных частей платформы. Позднегерцинские (средний карбон-средний триас, 310-205 млн. лет) радиологические даты имеют некоторые неалмазоносные или слабоалмазоносные кимберлиты ЯАП. К киммерийскому этапу (поздний триас – юра, 210-137 млн. лет) отнесены находки алмазов и их парагенетических минералов-спутников в верхнетриасовых и юрских толщах. Раннеальпийские (меловые – 137-70 млн. лет) неалмазоносные кимберлиты и лампроиты известны на Северо-Востоке СП.

Проведенные исследования позволяют рекомендовать при планировании в дальнейшем прогнозно-поисковых работ на алмазы на СП не концентрировать все работы только на известных среднепалеозойских кимберлитах, а должное внимания уделять и другим эпохам континентального корообразования и сопутствующим им этапам кимберлитового магматизма. Особенностью коренной алмазоносности СП является гетерохронность ее проявлений, множественность этапов становления потенциально алмазоносных магматитов, а для начальных этапов и разнообразие транспортеров алмаза. Среди последних в раннем протерозое преобладали дайки перидотитов, лампроитов, допускается (особенно для северо-востока платформы) присутствие продуктивных коматиитов, с рифея – кимберлитов. Имеющиеся к настоящему времени неравноценные и неравномерно распределенные материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности СП платформы. Ранний охватывал время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. В этот мегаэтап алмазоносные магматиты появились только по периферии платформы (Северо-Восток, Алданский щит, Ангаро-Тунгусская область). Фанерозойский мегаэтап (ранний палеозой – эоцен) отличался от первого пространственным расположением, моноцентризмом, преобладанием среди алмазоносных магматитов диатрем кимберлитов (хотя дайки и силы также здесь распространены).

U-Pb датирование по цирконам метаандезибазальтов сумийского надгоризонта Карельского кратона

Злобин В.Л.¹, Богина М.М.²

¹Москва, ГИН РАН; ²Москва, ИГЕМ РАН

В пределах Карельского кратона граница архей-палеопротерозой проходит по подошве сумийского надгоризонта, который в полных разрезах

Северной Карелии согласно стратиграфической схемы В.И. Коросова [2], представлен двумя вулканогенно-осадочными толщами, нижняя часть которых сложена высоkozрелыми кластогенными породами (кварциты, аркозы), а верхняя - представлена преимущественно андезибазальтами субщелочной серии. Венчает разрез надгоризонта толща сложенная кислыми вулканитами в составе которой преобладают риолиты. Выше залегают толщи сариолийского надгоризонта: нижняя осадочная – представлена грубообломочными породами размерностью от крупнозернистых песчаников до валунов, преобладают гранитоидные разновидности; верхняя – сложена андезибазальтами аналогичными наблюдаемым в составе сумия. Поскольку эти толщи накапливались преимущественно в континентальных условиях, то в разрезах неизбежны перерывы с выпадением полностью или частично какой-либо части. Так, например, в структурах Ципринга и Паноярви от сумия сохранилась только толща кислых вулканитов. В западном крыле Лехтинской структуры вблизи ее южного замыкания на субширотном отрезке р. Летняя в разрезе отсутствуют толща кислых вулканитов сумия и грубокластогенная толща сариолия, соответственно, Андезибазальты последнего залегают на аналогичных породах сумия

Поэтому важное значение для определения стратиграфического положения мафических пород имеет определение их абсолютного возраста. В данных породах, как правило не сохраняются первичные минералы, что делает невозможным использование Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar методов. Нами были сделаны попытки датирования основных вулканитов U-Pb методом по цирконам, но в силу низких концентраций циркония в магме образование циркона затруднено. Цирконы полученные из много килограммовых проб являются ксеногенными, захваченными из архейского фундамента поднимающимся расплавом, что отражено на рис. 1.

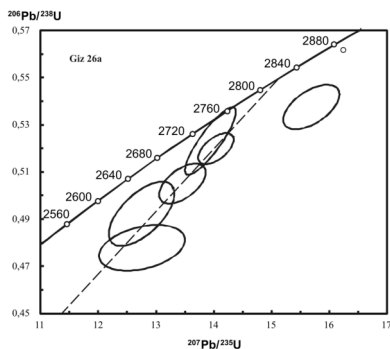


Рис.1. Диаграмма с конкордией лавовой фации для цирконов андезибазальтов

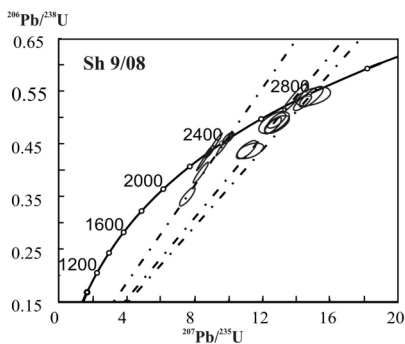


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из раскристаллизованных андезибазальтов

Для решения проблемы датирования мафических пород существуют два пути: 1 – выявление путем детального картирования среди мафитов прослоев андезитов и более кислых пород, в которых образуется собственный циркон [3]; 2 – обнаружение в центральных и нижних частях мощных вулканических потоках андезибазальтов раскристаллизованных участков с габбро-долеритовой структурой, в которых возможно формирование собственного циркона [4].

В Шомбозерской структуре внутри потока сумийских андезибазальтов обнаружены линзы и линзовидные прослои средне-крупнозернистых габбро-долеритов [2]. Эти и вмещающие их породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации в амфиболиты и амфибол-плагноклазовые сланцы соответственно и характеризуются примерно сходным химическим составом. Из пробы габбро-долеритов весом 8 кг выделено 70 зерен цирконов размером от 20 до 300 мкм. Оптическими, катодно-люминисцентными и изотопно-геохимическими исследованиями выявлено 2 популяции: 1 – округлые и дипирамидальные зерна 50-300 мкм, с удлинением 1.3-2.5, полупрозрачные бесцветные или слабоокрашенные с сильным блеском, интенсивной светимостью и отчетливо выраженной тонкой осцилляторной зональностью в (КЛ), с умеренными содержаниями U (61-629) и Th (41-589 г/т), Th/U=0.42=0.97; 2 – поленообразные зерна или их обломки 20-60 мкм с удлинением 2-5, коричневые или матово-белые, непрозрачные с чешуйчатой поверхностью, с темными цветами в (КЛ), повышенными содержаниями U(409-1059), Th(726-1935 г/т), Th/U=0.76-2.41. Существенно преобладают зерна первой популяции. Среди них выделены два возрастных кластера 2816±22 2725±15 млн. лет. Зерна второй популяции характеризуются значениями 2423±31 млн. лет, которое является возрастом формирования этих пород (рис. 2). Таким образом, указанные подходы дают возможность выяснить стратиграфическое положение рассматриваемых мафитовых толщ, считавшимися «немыми».

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 11-05-00695-а.

Литература

1. Злобин В.Л. и др. Граница архей-палеопротерозой на Карельском кратоне... ДАН, 2010. Т. 435, №1. С. 64-68
2. Коросов В.И. Геология джэтулийского протерозоя восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН. 1991. 118 с.
3. Мыскова Т.А. и др. Состав и возраст вулканитов вермасской свиты сариолия Северной Карелии. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. №1. С. 1-15
4. Филлипов Н.Б. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам. Геология и полезные ископаемые Карелии. КНЦ РАН: Петрозаводск. 2007. С. 49-67.

U-Pb датирование цирконов методом ЛА-ИСПМС для реконструкции палеоречной сети на примере изучения аллювия современной Селенги и пра-Манзурски

**Иванов А.В.¹, Демонтерова Е.И.¹, Резницкий Л.З.¹,
Бараш И.Г.¹, Хунг Ц.-Х.², Чунг С.-Л.², Иизука Йо.³,
Ванг К.-Л.³**

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²NTU, Тайпей; ³IEC AS, Тайпей

U-Pb датирование цирконов при помощи лазерной абляции, приаттаченной к одноколлекторному масс-спектрометру с индуктивно-связанной плазмой (ЛА-ИСПМС), завоевывает все большую популярность в различных областях геологических исследований. Несомненным преимуществом такого датирования является быстрота, отсутствие сложной пробоподготовки и сравнительно невысокая стоимость анализа. Главным недостатком – низкая точность. Все это определяет круг возможных задач, когда нужно датировать много зерен, при этом нет необходимости получать высокоточные датировки. В качестве примера применения U-Pb датирования с ЛА-ИСПМС в этом докладе приводятся результаты исследования детритовых цирконов из современного аллювия Селенги, впадающей с юга в Байкал, и палеоаллювия пра-Манзурки, вытекавшей в плиоцене-плейстоцене из Байкала на север.

Для U-Pb датирования выделено несколько тысяч цирконов размерностью от 80 до 160 микрон из шести проб. Три пробы отобраны из отложений Селенги в ее дельтовой части. Две пробы отобраны из нижней (гравеллитовой) и верхней (песчаной) частей разреза манзурского аллювия в низовьях р. Голоустная и одна проба – из нижней галечной части разреза манзурского аллювия в районе п. Косая Степь на левом берегу р. Бугульдейка. Основания разрезов манзурского аллювия возвышаются над современным уровнем Байкала примерно на 200 м.

Для визуализации формы и выявления зональности, цирконы анализировались на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6360LV с приставкой Gatan Mini-CL. U-Pb датирование осуществлялось на приборе Agilent 7500s с лазером UP213. Расчет возраста осуществлялся относительно стандартов 91500 и GJ-1 при помощи программы GLITTER 4.0. Всего на электронном микроскопе было просмотрено свыше 2 тыс. зерен цирконов, из которых датировано – 330.

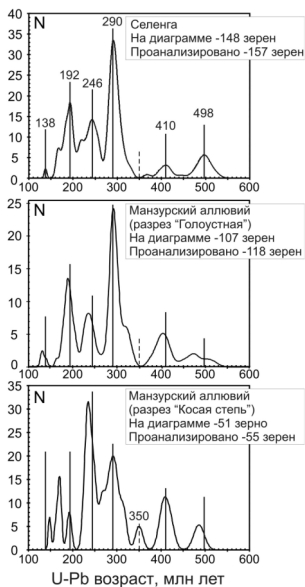


Рис. 1. Гистограммы U-Pb возрастов детритовых цирконов, отобранных из аллювиальных отложений в дельте Селенги и манзурского аллювия (разрезы «Голоустная» и «Косая Степь»). Приведены только датировки моложе 600 млн лет. Среди более древних датировок в Манзурском аллювии редко встречаются цирконы с возрастом 1.8-1.9 млрд лет, характерные для Сибирского кратона и отсутствующие среди детритовых цирконов дельты Селенги.

По результатам датирования выявлено следующее. Во-первых, цирконы из манзурского аллювия и дельты Селенги характеризуются схожими спектрами возрастов, если рассматривать только цирконы с возрастом моложе 550 млн лет (рис. 1). Во-вторых, среди цирконов присутствует группа с раннемеловыми возрастaми (~130-150 млн лет). Породы такого возраста (магматические или переотложенные осадочные) на северном берегу Байкала отсутствуют. Таким образом, получено однозначное свидетельство поступления материала в долину пра-Манзурки из дельты Селенги, т.е. подтвержден палеосток Байкала через долину пра-Манзурки. В третьих, среди цирконов манзурского аллювия присутствуют местные цирконы с возрастом ~1.9 млрд лет, однако их количество составляет всего 3 % от общего числа проанализированных зерен. Такое аномально малое количество местных цирконов, указывает на катастрофически быстрое формирование манзурского аллювия из песчаного материала дельты Селенги и юрских конгломератов, выходящих на берег Байкала неподалеку от предполагаемого истока пра-Манзурки. Дополнительно, данные датирования позволяют говорить о том, что в Забайкалье и/или Монголии должны быть достаточно широко распространены неидентифицированные ранее магматические породы раннего девона (~410 млн лет), а в районе Косой Степи – позднего девона – раннего карбона (~350 млн лет).

Рост циркона в зонах сдвиговых деформаций

Каулина Т.В.

ГИ КНЦ РАН, Анапиты

Возможность прямого датирования процесса деформации является важным условием для понимания эволюции орогенных поясов. Установление возраста деформаций изотопными методами незаменимо в случае наложения друг на друга разновозрастных деформаций, когда поздние деформации наследуют структурный план ранних деформаций, и разделить их на основании только структурных данных невозможно.

В качестве примера циркона из сдвиговых зон можно привести циркон, образующийся в условиях метаморфизма эклогитовой фации. С одной стороны, состав циркона говорит о его образовании совместно с эклогитовым парагенезисом [Rubatto, Herman, 1999; Rubatto et al., 2003]. С другой стороны, геологические исследования показывают, что минеральные реакции эклогитизации зачастую проходят лишь на участках, связанных со сдвиговыми деформациями, которые обеспечивающими доступ флюида в породы [Austrheim, 1987; Jamtveit et al., 2000; Bingen et al., 2004]. Давно известна взаимосвязь между появлением новых типов циркона и степенью рассланцевания пород [Зингер, 1993; Zinger et al., 1999].

Исследования цирконов из основных и ультраосновных пород поясов Тана и Колвицкий также показали, что образование метаморфогенного циркона в породах, скорее всего, контролируется флюидным режимом метаморфизма, что подтверждается увеличением содержания циркона в породе со степенью рассланцевания, где наиболее проявлено флюидное воздействие. В нерассланцованном лейкогаббро Колвицкого массива циркона нет, появляется он только в гранатовом амфиболите по лейкогаббро (Митрофанов и др., 1993). В региональном масштабе этот вывод подтверждается тем, что в габброноритах и габброанортозитах СЗ Беломорья метаморфического циркона нет (Балаганский и др., 1997; Лобач-Жученко и др., 1995), а в поясах Тана и Колвицкий, представляющих собой коллизионные сутуры, то есть крупномасштабные сдвиговые зоны, метаморфический циркон (нескольких генераций) присутствует во всех габброанортозитовых массивах (Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999). Вне сдвиговых деформаций объем флюида вероятно недостаточный, чтобы приводить к росту метаморфогенного циркона.

Доказательством синхронности роста циркона и деформации может служить внутренняя структура кристаллов циркона. Изученные кристаллы метаморфогенного циркона из пород основного и ультраосновного состава Яврозерского района (пояс Тана) обладают секториальностью и часто специфической «лоскутной» (по Corfu et al., 2003) зональностью,

что, по сути, является секториальностью в пределах одной зоны, следующая зона уже может быть без секторов, либо сектора смещаются (рис. 1). Подобная картина говорит о постоянной резкой смене условий роста циркона. Подобное внутренне строение можно сравнить со структурой граната типа «снежного кома», отражающей вращение кристаллов в процессе их роста в условиях сдвига. То есть, рост циркона, скорее всего, происходит в потоке флюида синхронно с деформацией. Быстро меняющиеся условия кристаллизации также могут быть связаны с небольшим объемом флюида, где быстро меняется пересыщение даже при постоянной температуре.

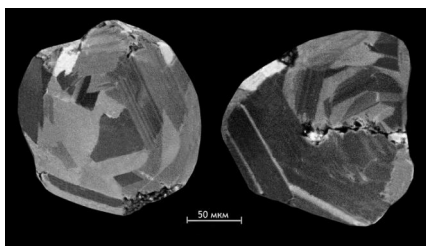


Рис. 1. Циркон (в режиме катодолуминесценции) из металерцолита Яврозерского района пояса Тана

Помимо характерного внутреннего строения, изученные цирконы имеют округлую или изометричную форму, с чем напрямую связана их секториальность. За счет выравнивания скоростей роста появляются грани, которые раньше исчезали из морфологии в результате своего быстрого роста. Появившиеся грани имеют собственный атомарный рисунок и способность адсорбировать примеси, что приводит к секториальному распределению микро- и макрокомпонентов в объеме кристалла.

Межсекториальные границы являются мощным источником напряжений в кристалле и обладают повышенной способностью генерировать автодеформационные дефекты любого уровня и типа – дислокации, микро- и мезоблоки, субиндивиды расщепления и двойникования [Пунин, 1992, 2000]. Автодеформационные дефекты, как было показано экспериментально [Пунин, 1992] и как следует из многочисленных минералогических наблюдений, крайне чувствительны к условиям минералообразования.

Т.о. рост метаморфогенного циркона в зонах сдвиговых деформаций вероятнее всего происходит синхронно с деформацией. Отличительной чертой метаморфогенного циркона в этих условиях является изометричная форма, секториальность и «лоскутная» зональность, связанная с быстроменяющимися условиями роста.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (проект: 11-05-00817) и программы ОНЗ-6.

Литература

- Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А. и др. // Геохимия. 1997. № 2. С. 158–168.
- Зингер Т.Ф. // Доклады РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 452–455.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. №6. С. 593–621.
- Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. // Доклады Академии Наук. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
- Нерович Л.И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Апатиты. 1999. 23 с.
- Пунин Ю.О. // Физика кристаллизации. Тверь: Изд. ТГУ, 1992. С. 86–97.
- Пунин Ю.О. // ЗВМО. 2000. № 6. С. 1–11.
- Austrheim H. // Earth and Planetary Sci. Lett. 1986/87. Vol. 87. P. 221–232
- Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. // Contrib Mineral Petrol. 2004. Vol. 147 P. 671–683.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. In: Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.
- Jamtveit B., Austrheim H., Malthe-Sorensen A. // Nature. 2000. V. 408. № 2. P. 75–78
- Rubatto D. and Hermann J. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. Vol. 67. No. 12. P. 2173–2187.
- Rubatto D., Gebauer D., Compagnoni R. // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 167. P. 141–158.
- Zinger T.F., Baikova V.S., Belyatsky B.V. et al. // Basement Tectonics No. 13. Kluwer Academic Publ. 1999. P. 345–364.

Стратиграфия и геохронология побужского гранулито-гнейсового комплекса (Украинский щит)

Кирилюк В.П.

ЛНУ им. Ивана Франко, Львов, Украина

В западной части Украинского щита (УЩ), на площади около 40 тыс. км² обнажается гранулитовый гранитно-метаморфический комплекс. Его основу составляет побужский гранулито-гнейсовый комплекс, испытавший неравномерный, на значительных территориях очень интенсивный, изофациальный ультраметаморфизм. Особенностью ультраметаморфизма является его квазиизохимический характер на горнопородном и геолого-формационном уровнях, в результате чего наблюдается глубокое структурно-текстурное преобразование исходных

пород и формаций при сохранении их общего валового состава. Благодаря этому даже на участках очень интенсивного ультраметаморфизма достаточно надежно восстанавливается состав замещенных исходных суперкрустальных формаций.

На основании планомерных геолого-формационных исследований побужского гранулитогнейсового комплекса в его составе еще в конце 60-х и в 70-х гг. прошлого столетия выделен ряд суперкрустальных формаций, для которых была установлена их структурная позиция и относительная стратиграфическая последовательность в разрезе (снизу вверх): кинцигитовая, эндербитогнейсовая, лейкогранулитовая, высокоглиноземисто-кварцитовая, мрамор-кальцифировая, кондалитовая, глиноземисто-базитовая (эвлизитовая). Формации четко отличаются визуально на основании характерных структурно-вещественных особенностей, что позволяет производить их обособление и картирование непосредственно в полевых условиях. Все суперкрустальные формации неоднократно и с разной степенью детальности описаны, в частности в объяснительной записке к «Карте геологических формаций докембрия Украинского щита» масштаба 1:500000 (под ред. Е.М. Лазько, 1991), на которой показаны площади их распространения.

Состав и строение отдельных формаций и побужского гранулитогнейсового комплекса в целом не оставляют сомнений в его стратигенной (вулcano-литогенной) исходной природе. Общая мощность комплекса составляет около 15-17 км. Для всего комплекса на геолого-формационной основе разработана стратиграфическая схема с выделением в ней свит в объеме геологических формаций (снизу вверх): березнинской (кинцигитовая ф.), тывровской (эндербитогнейсовая ф.), зеленолевадовской (лейкогранулитовая ф.), кошаро-александровской (высокоглиноземисто-кварцитовая ф.), хашчевато-завальевской (мрамор-кальцифировая и кондалитовая ф.), сальковская (глиноземисто-базитовая ф.). Для всех свит определены и описаны стратотипы и установлены признаки их согласного залегания [Кирилюк, 1986].

Комплекс в целом и отдельные его подразделения, выделявшиеся ранее в качестве свит и серий под разными местными наименованиями, долгое время (до начала 70-х годов) включались в состав архейского гнейсового комплекса УЩ. С началом применения планомерных изотопно-геохронологических исследований возраст и, соответственно, стратиграфическое положение некоторых подразделений подверглись неоправданной ревизии. В частности, делались попытки отнесения к раннему протерозою березнинской свиты, была «вычленена» из разреза в качестве верхнеархейской, или даже раннепротерозойской, бугская серия в объеме кошаро-александровской и хашчевато-завальевской свит. До сих пор не опровергнуто, но и не признано в официальной стратиграфической схеме, выделение сальковской свиты в объеме глиноземисто-базитовой (эвлизитовой) формации.

Между тем, именно из этой, самой верхней в разрезе свиты-формации получены наиболее достоверные современные изотопно-геохронологические данные, позволяющие делать выводы как о «стратиграфическом» возрасте комплекса – времени накопления исходных толщ, так и его метаморфической истории. В окрестностях пгт Завалье (карьеры Завальевский, Одесский, Казачий Яр), на площади в несколько км², из разных проб однотипных гиперстеновых плагиогнейсов, часто называемых эндербито-гнейсами [Лобач-Жученко и др., 2011], в результате многолетних изотопно-геохронологических исследований, проведенных И.М. Лесной, Л.М. Степанюком, Е.В. Бибиковой, С.Б. Лобач-Жученко с коллегами, получены многочисленные конкордантные датировки в интервале от 3.78 до 1.99 млрд. лет. Все датировки относятся к породам гранулитовой фации метаморфизма. Самые древние из них, полученные из идиоморфных ядер циркона, очевидно, наиболее близки к возрасту протолита, все остальные свидетельствуют о длительном существовании здесь на уровне современного денудационного среза РТ-условий гранулитовой фации.

Изученные гиперстеновые плагиогнейсы (эндербито-гнейсы) входят в состав глиноземисто-базитовой (эвлизитовой) формации, в которой они находятся в переслаивании с гранатовыми гнейсами и основными двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Мощность формации составляет около 2.5 км, в ней различаются две двухкомпонентные (кристаллосланцево-плагиогнейсовые) и две четырехкомпонентные части (субформации). В составе последних в ритмичном переслаивании находятся (снизу вверх) гранатовые гнейсы → гиперстеновые плагиогнейсы → основные кристаллосланцы → эвлизиты.

Полученные датировки относятся к нижней двухкомпонентной субформации, гиперстеновые гнейсы (эндербито-гнейсы) которой представляют собой, скорее всего, метаморфизованные вулканиты. Однако, если даже предположить, что древнейшие датировки получены из внедренных тел такого же состава, это не меняет представления о верхней возрастной границе стратигенного комплекса в целом. Учитывая, что они относятся к верхней части разреза комплекса, начало его накопления представляется значительно более древним (не менее 4.0 млрд. лет). Что же касается таких же датировок из самого комплекса, то, возможно, их получение это лишь вопрос времени, либо, как образно определил проблему исходного, «стратиграфического» возраста раннеархейских гранулитовых комплексов В.И. Шульдинер, «нам вряд ли удастся когда-либо преодолеть геохронологический барьер гранулитового метаморфизма».

Стратиграфический разрез побужского гранулито-гнейсового комплекса по современным данным является наиболее полным среди подобных комплексов других регионов Восточно-Европейской платформы, что с учетом высокой изотопно-геохронологической изученности позволяет

рекомендовать его в качестве европейского стратотипа нижнего архея [Кириллук, 2010].

Литература

Кириллук В.П. О стратотипических районах и стратотипах докембрия западной части Украинского щита // Геол. журн. 1986. № 3. С. 36–45.

Кириллук В.П. Побужский гранулитогнейсовый комплекс как европейский стратотип нижнего архея // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. Тез. Докл. Киев: УкрГГРИ, 2010. С. 87-91.

Лобач-Жученко С. Б., Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н. и др. Возраст цирконов из эндербитогнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) // Минерал. журн. 2011. Т. 33, 1. С. 3-14.

Новые U-Pb (TIMS) геохронологические данные о возрасте тоналитов сумсунарского комплекса Гарганской глыбы – к дискуссии о палеозойской органике в древних толщах Восточного Саяна

Ковач В.П.¹, Рыцк Е.Ю.¹, Сальникова Е.Б.¹, Яковлева С.З.¹, Федосеенко А.М.¹, Скопинцев В.Г.², Лыхин Д.А.³

¹*ИГГД РАН, Санкт-Петербург;* ²*«Бурятгеоцентр», Улан-Удэ;* ³*ИГЕМ РАН, Москва*

Проблема интерпретации остатков палеозойской (ордовик-девон) органики, обнаруженной во многих неопротерозойских-нижнекембрийских толщах Тувино-Монгольского массива (Восточный Саян) имеет принципиальное значение для понимания истории геологического развития региона. Находки таких органических остатков [Бутов, 1986; Катюха, Рогачев, 1983] имеют спорное происхождение и противоречат современным геохронологическим данным, полученным различными методами и лабораториями [Кузьмичев и др., 2000; Рыцк и др., 2000]. Очевидно, что обнаружение новых палеозойских палеонтологических остатков в осадочных толщах региона [Скопинцев и др., 2003 и др.] требует целевого исследования тех участков, где надежно установлены геологические взаимоотношения между объектами с противоречащими друг другу палеонтологическими и геохронологическими оценками возраста.

Нами был исследован участок в верховьях р. Хойто-Гарган, где неопротерозойские тоналиты Гарганского массива сумсунарского комплекса с неоспоримым интрузивным контактом прорывают и скарнируют карбонатные

породы иркутской свиты. В карбонатах обнаружены органические остатки, включая водоросли и хитинозои, которые отвечают широкому возрастному диапазону от позднего неопротерозоя до девона. На Государственных геологических картах нового поколения [Скопинцев, 1995 и др.] иркутская свита показана в составе венд-кембрийского чехла Гарганской глыбы раннего докембрия, а сумсунурский тоналитовый комплекс отнесен к ордовики и коррелируется с таннуольским комплексом Тувы. Раннепротерозойские же оценки возраста сумсунурских гранитоидов U-Pb методом по циркону объясняются захваченным характером циркона.

Для геохронологических исследований на этом участке Гарганского массива отобрана проба тоналитов (СУ-07) в 150 м от интрузивного контакта массива со скарнированными карбонатными породами иркутской свиты. По составу гранитоиды соответствуют высокоглиноземистым тоналитам известково-щелочной серии. Отмечается обогащение высоконесовместимыми элементами, отрицательные аномалии Nb-Ta, P, Zr-Hf, Ti, умеренно фракционированное распределение P3Э ($La_N/Yb_N=8.8$) и вогнутое распределение тяжелых P3Э. Отмеченные геохимические особенности характерны для тоналитов островных дуг и активных окраин. По Nd изотопным характеристикам ($\epsilon_{Nd}(0.8) = -12.3 \dots -13.2$, $t_{Nd}(DM) = 2.5-2.4$ млрд. лет) изученный тоналит значительно отличается от неоархейских тоналит-трондьемитовых гнейсов Гарганской глыбы ($\epsilon_{Nd}(2.7) = +0.8 \dots +1.7$, $t_{Nd}(DM) = 3.0-2.9$ млрд. лет).

Акцессорный циркон, выделенный из пробы СУ-07, относится к одному морфологическому типу и представлен идиоморфными прозрачными кристаллами сиренево-розовой окраски, габитус которых варьирует от короткопризматического до игольчатого. В режиме катодлюминесценции наблюдается четко проявленная зональность и секториальность и, кроме того, в некоторых кристаллах призматического и короткопризматического габитуса выявляются реликты ядер. В целом морфологические характеристики и особенности внутреннего строения циркона из этой пробы свидетельствуют о его магматическом происхождении.

U-Pb изотопные исследования были проведены для четырех микронавесок (5-15 зерен) наиболее прозрачного длиннопризматического и призматического циркона, отобранного из размерных фракций 80-100, 100-150 и >100 мкм. Дискордия, построенная для трех точек изотопного состава необработанного циркона, а также циркона подвергнутого различной степени аэроабразивной обработки, пересекает конкордию в верхней точке, отвечающей возрасту 811 ± 7 млн. лет (СКВО=0.058). Более древним возрастом по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ характеризуется циркон из фракции 80-100 мкм, подвергнутый незначительной аэроабразивной обработке (20 %), что указывает на некоторый вклад древнего радиогенного свинца (реликты ядер, не всегда обнаруживаемые при отборе зерен циркона). Принимая во внимание магматическое происхождение изученного циркона, значение

возраста 811 ± 7 млн. лет мы считаем оценкой возраста кристаллизации родоначального расплава сумсунурских тоналитов. Полученная оценка древнее опубликованной оценки возраста тоналитов Гарганского массива 785 ± 11 млн. лет [Кузьмичев и др., 2000] и диоритов краевой фации Сумсунурского массива 777 ± 3 млн. лет (неопубл. данные авторов), что может указывать на более сложное, чем принято считать, многофазное становление гранитоидов сумсунурского комплекса.

Результаты целевого исследования тоналитов Гарганского участка U-Pb методом по циркону (TIMS) согласуются с данными Sr-Sr хемостратиграфии о неопротерозойском (0.9-1.0 млрд. лет) возрасте иркутской свиты [Кузнецов и др., 2010] и как будто не оставляют места для дискуссий. Для окончательного решения проблемы палеозойской органики Восточного Саяна, вероятно необходима не только независимая палеонтологическая экспертиза, но и профессиональная оценка методики выделения органических остатков путем химического препарирования. Без таких экспертиз игнорирование современных геохронологических данных в рамках проектов Госгеолкарты РФ вряд ли можно считать допустимым.

Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург).

Литература

Бутов Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 2. Новые данные о возрасте домезозойских толщ. Бюлл. МОИП. отд.геол.1986.т.61. вып. 2. с. 91-104

Катюха Ю.П., Рогачев А.М. О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свит окинской серии Восточного Саяна. Геол. и геофизика. 1983.№5. с. 68-78

Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза. Геол.и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379-1383

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А. и др. Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. ДАН. 2010. Т. 432. №3. С. 350-355

Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян). ДАН.2000.Т. 374.№1. с.84-87

Скопинцев В.Г. и др. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200000 (Лист N-47-XXXV). 2003

Раннебайкальские кристаллические комплексы раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, результаты геохронологических исследований (U-Pb метод по цирконам): геодинамические следствия

**Козаков И.К.¹, Сальникова Е.Б.¹, Ковач В.П.¹,
Анисимова И.В.¹, Плоткина Ю.В.¹, Терентьева Л.Б.¹,
Яковлева С.З.¹, Бибикова Е.В.², Кирилова Т.И.²,
Фугзан М.М.²**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ²ГЕОХИ РАН, Москва

В раннекаледонской складчатой области Центральной Азии (раннекаледонском супертеррейне) представлены фрагменты блоков континентальной коры с ранне- и позднедокембрийским кристаллическим фундаментом, наиболее крупные из которых – Дзабханский, Тувино-Монгольский и Тарбагатайский соответственно. В зоне их сочленения известны выходы кристаллических пород, рассматриваемых ранее в составе раннедокембрийского фундамента Сонгинского блока. Для гнейсо-мигматитового баяннурского комплекса Сонгинского блока получена оценка возраста регионального метаморфизма и складчатости 802 ± 6 млн. лет (U-Pb метод по цирконам). Однако значения Nd модельных возрастов в интервале 1.5-2.0 млрд. лет не позволяют коррелировать эти образования с кристаллическими образованиями раннедокембрийских блоков раннего докембрия супертеррейна. Верхнюю возрастную границу толщи осадков аккреционной призмы этого блока фиксируют посткинematические граниты с возрастом 790 ± 3 млн. лет, а нижнюю – гальки плагиогранитов с возрастом 874 ± 3 млн. лет из конгломератов. Для вулканоплутонических образований Сонгинского блока верхнюю возрастную границу определяют габброиды и анортозиты с возрастными 785 ± 3 и 784 ± 3 млн. лет. Для островодужных гранитоидов Баяннурской зоны определен возраст 859 ± 3 млн. лет.

Установленные возрастные рубежи дают основание для корреляции кристаллических образований баяннурского комплекса Сонгинского блока и джаргалантского комплекса Тарбагатайского блока, для которого установлены следующие этапы развития процессов гранитообразования: 815 ± 8 , 809 ± 4 , 797 ± 3 млн. лет. Минимальное значение Nd модельного возраста 1.3 млрд. лет гнейсов джаргалантского комплекса определяет его нижнюю возрастную границу.

В северо-западной части Дзабханского микроконтинента выделены кристаллические породы, связанные с рифейским корообразующим

процессом. Возраст раннего эпизода метаморфизма оценивается около 856 ± 2 млн. лет. Величина Nd модельного возраста 1.4-1.3 млрд. лет позволяет определить возраст формирования субстрата гнейсов этой зоны Дзабханского микроконтинента в интервале 1.3-0.86 млрд. лет. Таким образом, в составе фундамента Дзабханского микроконтинента представлены раннедокембрийские, ранне- и позднебайкальские кристаллические образования [Козаков и др., 2012].

Полученные к настоящему времени данные свидетельствуют о присутствии в пределах Хангайской группы блоков докембрия раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии фрагментов континентальной коры, связанных с процессами раннедокембрийского, позднерифейского и вендского тектогенеза.

Установленные возрастные интервалы позволяют провести корреляцию этапов становления и распада суперконтинента Родиния и становления метаморфических поясов, с которыми связано формирование рассматриваемых гренвиллских, байкальских и раннекаледонских метаморфических комплексов. Предполагается, что объединение блоков раннедокембрийской коры завершилось к началу позднего рифея формированием эпигренвиллского суперконтинента Родиния [Condie, 2001; Богданова и др., 2009; Хераскова и др., 2010].

Можно полагать, что формирование гренвиллид в структурах Центральной Азии в интервале около 980-950 млн. лет происходило в энсиалических дугах или на шельфе Родинии.

Рифтогенез и дробление краевых участков Родинии с отделением ее фрагментов начались в позднем рифее около 0.86 млрд. лет [Li et al, 2003; Lu et al, 2008]. В пределах же океанического бассейна в обрамлении Родинии в это время на основании геохронологических и Nd изотопных данных фиксируется развитие конвергентных процессов, сопровождавшихся формированием раннебайкальских метаморфических поясов.

В интервале 800–750 млн. лет в ходе главной фазы раскола и дальнейшего раскрытия Палеоазиатского океана фрагменты сформированных позднерифейских поясов перемещались вместе с древними континентальными блоками. В конце позднего рифея и в венде в пределах Палеоазиатского океана проявились процессы конвергенции [Козаков и др., 2012].

На рубеже около 580-570 млн. лет произошло образование внутриокеанических энсиматических островных дуг Баянхонгорского палеобассейна, а в интервале 570-540 млн. лет энсиалических дуг, с развитием которых связаны соответствующие метаморфические пояса.

Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и изотопные данные дают основание полагать, что формирование метаморфических поясов, фрагменты которых представлены в структурах Центральной Азии, на первом этапе (до распада и на начальной стадии распада Родинии) происходило в обрамлении Родинии, по-видимому, вблизи

раннедокембрийских массивов. На втором этапе (после главной фазы распада Родинии) формирование вендских метаморфических поясов коррелируется с развитием конвергентных зон в пределах Палеоазиатского океана.

Литература

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29-45.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Конвергентные границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 2012. № 1. С. 19-41.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5-28.

Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 85-109.

Lu S., Li H., Zhang Ch., Niu G. Geological and Geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim Craton and surrounding continental fragments // Precambrian Research. 2008. V. 160. Issue 1-2. P. 94-107.

Локальное изотопное (SHRIMP) и неизотопное (CHIME) датирование метасоматических цирконов из района с. Гридино (Беломорская эклогитовая провинция)

**Конилов А.Н.^{1,2}, Докукина К.А.^{2,3}, Хиллер В.В.⁴, Ван К.В.¹,
Вирус А.А.^{1,5}, Симакин С.Г.⁶, Ларионов А.Н.⁷**

¹ИЭМ РАН, Черноголовка; ²ГИН РАН, Москва;
³МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; ⁴ИГиГ УрО РАН,
Екатеринбург; ⁵ИГЕМ РАН, Москва; ⁶ЯРО ФТИ РАН,
Ярославль; ⁷ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Эклогитизация в метаморфической ассоциации с. Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) проявлена в «будинах», включенных в кислые породы архейской континентальной коры, и в мафических дайках. Мы

исследовали петрографию и геохимию тонких метасоматических прожилков, наложенных на дайку оливиновых габброноритов, и датировали цирконы из таких жил, очищенных от вмещающей породы. Из пробы весом 430 г было выделено больше 50 зерен циркона.

Непосредственно в дайке сохранились реликты магматической стадии формирования – крупнозернистые оливин, кальцийсодержащий ортопироксен (СаО ~2,5 масс.%) и хромистый клинопироксен. Мольная доля жадеита в магматическом Сrx ~17%. Процессы эклогитизации проявлены в формировании зональных омфацитовых кайм вокруг пироксенов, в которых содержание Jd достигает 55 мол.% при очень высоком вхождении в состав Сrx Са-чермаковой молекулы. Оливин псевдоморфно замещается тонкозернистым гранобластовым агрегатом Grt+Orx+Сrx. ТР-оценки для этой ассоциации составляют 750-800 °С и 20-22 кбар. В метасоматических прожилках все ассоциации кварц-содержащие. Эклогитовая стадия определяется наличием реликтов омфацита (Jd 26 мол.%), который псевдоморфно замещается Орх-Сrx-Pl симплектитам, вокруг граната формируются Орх-Сrx-Pl короны. Это указывает на преобразование эклогитов в условиях гранулитовой фации при эксгумации породной ассоциации с. Гридино.

Изученные цирконы принадлежат единственной популяции, в поперечных сечениях они выглядят как расщепленные шестоватые, округлые и амебообразные зерна, прорастающие сквозь твердую породу в ограниченных условиях роста, и содержат многочисленные включения орто- и клинопироксена, высокотитанистого биотита, рутила, кварца, хлор-апатита - минералов постэклогитовой минеральной ассоциации и минералов, кристаллизовавшихся с участием флюида. Цирконы не имеют свечения в катодоллюминесценции и, соответственно, не обнаруживают внутреннюю зональность. Цирконы характеризуются аномально высокими содержаниями Th (2338-17700 ppm), U (5027-8500 ppm), Y (5027-30000 ppm) и ΣP3Э (до 14500 ppm), высокими Th/U отношениями (1.0-2.8), а также высокой примесью Al, Ti, Fe и Са (определения на ионном зонде и микроанализаторе с волновыми детекторами). Конкордантный U-Pb возраст таких цирконов, полученный на SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) равен 2394±6 млн. лет (рис. 1), а их формирование связано с просачиванием в сторону дайки рассолов кислого состава, обогащенных высокозарядными и легкими редкоземельными элементами.

В цирконах выделяются наложенные участки гидратации и перекристаллизации, характеризующиеся относительно пониженными, вплоть до очень низких Th/U отношениями (0.91-0.04), снижением концентраций Th (18-3810 ppm), U (188-3263 ppm), Y (874-4864 ppm) и ΣP3Э (1307-4234 ppm), повышением концентраций Na, K, Са, Fe, а также многочисленными микровыделениями торита. По данным определения избыточного кислорода на микроанализаторе SEM EDS содержание H₂O в перекристаллизованных участках может составлять до 10 масс. %, а кристаллическая формула близка к

теоретической $ZrSiO_4 \cdot H_2O$. SHRIMP II возраст перекристаллизации цирконов соответствует значению 1886 ± 10 млн. лет (рис. 1).

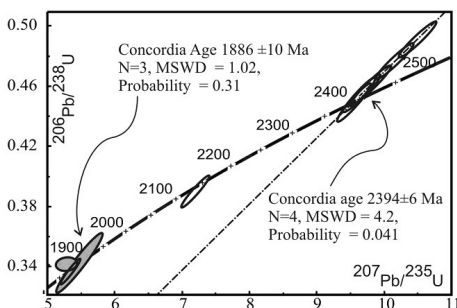


Рис. 1. Диаграмма с конкордией метасоматических цирконов.

Для датирования цирконов с аномально-высокими содержаниями неструктурных элементов-примесей с применением масс-спектрометров с ионно-зондовым пробоотбором необходимо методическое обоснование. Один из примеров имеется в статье Скублова и др. [2011]. Метасоматические цирконы в том же препарате, который использовали в исследованиях на SHRIMP II и SIMS, были исследованы нами на микроанализаторе CAMECA SX 100 с пятью волновыми спектрометрами в ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург. Аналитические условия описаны в монографии [Вотьяков и др. 2011]. Концентрации ThO_2 , UO_2 , total PbO , ZrO_2 , SiO_2 , HfO_2 и Y_2O_3 измеряли в тех зернах цирконов, в которых по данным SHRIMP II датирования возраст составлял 2394 ± 6 млн. лет. По 51 определению по площади этих зерен были определены возраста (chemical age), которые в пределах погрешности совпали с результатами изотопного датирования около 2400 и 1900 млн. лет. Кроме этого, некоторые измеренные возраста соответствуют значению 2150 млн. лет, которому в SHRIMP II геохронологии не приписывался геологический смысл и интерпретировался как «mixed age». Можно предположить, что с этим возрастом был связан нераспознанный другими методами этап кристаллизации цирконов, для надежного обоснования которого необходимы дополнительные исследования.

Литература

Вотьяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Под ред. Н.П. Юшкина. - Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 2011. - 336 с.

Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л., Симакин С.Г., Мыскова Т.А., Астафьев Б.Ю. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Доклады Академии Наук. 2011. Т.441, N.6, С.792-799.

Возраст железистых эклогитоподобных пород из карьера Широкая Салма (Беломорская эклогитовая провинция)

Конилов А.Н.^{1,2}, Баянова Т.Б.³, Докукина К.А.^{2,4}

¹ИЭМ РАН, Черноголовка; ²ГИН РАН, Москва; ³ИГ КНЦ РАН, Апатиты; ⁴МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Три сеанса геохронологических исследований были проведены в графит-содержащих железистых гранат-клинопироксеновых породах из эклогитового тела в придорожном карьере Широкая Салма (Кольский полуостров). Исследования проводили классическим ID TIMS методом. В первых двух применяли полиминеральный метод, в третьем – мономинеральный. Результаты представлены на рис. 1. Во всех сеансах исследований был получен возраст метаморфизма 2700 млн. лет. Этот возраст совпадает с измеренным ранее возрастом эклогита из этого карьера [Mints et al., 2010], который интерпретируется как время преобразования эклогитов Салмы в условиях гранулитовой фации. Древний возраст 2944±3 млн. лет, полученный для одной из фракций цирконов (рис. 1а) не подтвердился при дальнейших исследованиях.

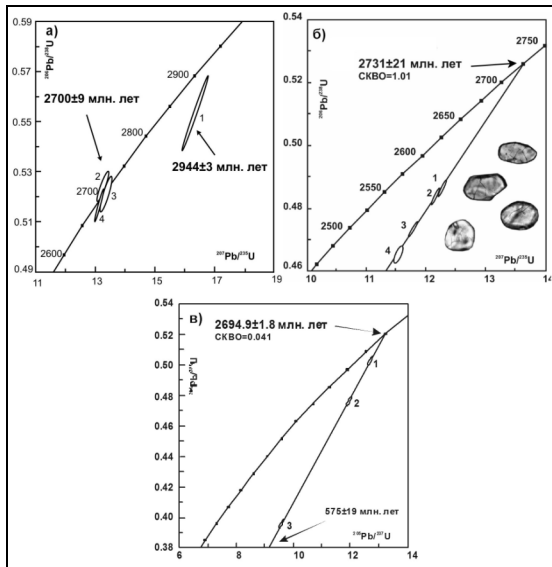


Рис. 1. Диаграммы с конкордиями образца железистой эклогитоподобной породы (а, б) полиминеральная методика; (в) мономинеральный метод.

Литература

Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V., 2010. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology* 38 (8), 739-742.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование плейстоценовых пирогенных пород Кузбасса: методика и геологическая интерпретация

Коржова С.А., Травин А.В., Сокол Э.В., Юдин Д.С.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, korzhova@igm.nsc.ru

На протяжении четвертичного периода на территории многих осадочных бассейнов неоднократно возникали природные угольные пожары. Поскольку необходимым условием воспламенения угля является его контакт с кислородом, угольные пожары возникают только при выведении угленосных толщ в зону аэрации. Естественная экспозиция угольных пластов на поверхность происходит в результате деформаций и воздымания угленосных осадков и/или в ходе проработки в них эрозионных долин. При этом возгорание углей происходит сразу после их экспонирования на поверхность, в противном случае выветривание уничтожает горючую массу угля за сотни – первые тысячи лет [Пирогенный., 2005]. Поэтому возраст угольных пожаров отражает моменты тектонических активизаций и/или интенсификации эрозионных процессов.

В ходе плейстоценовых угольных пожаров Кузбасса возникали пирогенные плавленые породы – клинкеры и паралавы, состав которых наиболее близок к вулканитам [Sokol et al., 2010]. В изучении геохронологии четвертичного вулканизма ведущая роль принадлежит К/Аг- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методам [Чернышев и др., 2006]. Вещественные характеристики клинкеров и паралав Кузбасса отвечают всем условиям корректного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования их валовых проб: в них полностью преобразованы К-содержащие минералы протолита, а сам калий (валовое содержание K_2O – 1.5-4.5 мас.%) целиком концентрируется в стеклофазе. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -анализа (в лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН) были взяты образцы паралав и клинкеров из относительно древних горельников западной окраины Кузбасса и молодых горельников центра бассейна [Sokol et al., 2010]. Пирогенные расплавы генерировались и кристаллизовались при атмосферном давлении, что исключило захват избыточного ^{40}Ar минералами. Для датирования плейстоценовых пирогенных пород было использовано два алгоритма $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования.

Первый алгоритм датирования был основан на стандартной методике, используемой в ИГМ СО РАН при датировании валовых проб пород. Для получения максимального количества аргона, выделяемого при ступенчатом прогреве плейстоценовых пирогенных пород, стандартная навеска измельченной (до 0.25-0.5 мм) валовой пробы была увеличена в 2-3 раза (до 196-249 мг), а количество ступеней прогрева уменьшено с 6-7 до 4. Перед измерениями изотопного состава аргона образцы дегазировались при $T = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Пробы прогревались в кварцевом реакторе с малоинерционной печью внешнего прогрева. В холостом опыте (выдержка пустого реактора при $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение 10 мин) количество ^{40}Ar не превышало $5 \times 10^{-10}\text{ нсм}^3$. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона определялся на однокolleкторном масс-спектрометре Noble gas 5400, в камере которого поддерживался вакуум порядка 5×10^{-9} тор. После каждых 2-3 измерений изотопного состава аргона, выделенного из образца, проводились замеры уровня фона (по изотопу ^{40}Ar не превышал $3 \times 10^{-10}\text{ нсм}^3$) и изотопного состава порции очищенного воздушного аргона ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 297 \pm 2$). В пределах одной ступени прогрева образца количество выделенного ^{40}Ar изменялось от 12×10^{-9} до $153 \times 10^{-9}\text{ нсм}^3$. Рассчитанные по плато $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста клинкеров и паралав западной окраины составили (млн. лет): 1.09 ± 0.08 (обр. 06-09-03) и 1.09 ± 0.19 (обр. 06-23-11) (рис. 1). В спектре обр. 06-23-11 удалось выделить молодую компоненту – 0.24 ± 0.22 млн. лет. Рассчитанный по плато возраст паралавы из центра Кузбасса (обр. 06-12-05) равен 0.06 ± 0.11 млн. лет (табл. 1).

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования пирогенных пород Кузбасса

Алгоритм 1 (навеска 196-246 мг)					Алгоритм 2 (навеска ~ 25 мгм)				
Образец	$^{40}\text{Ar}, 10^{-9}\text{ нсм}^3 (\bar{X})$	Возраст по плато, млн. лет	Кол-во ступеней в плато	Кол-во ^{39}Ar , соотв. плато, %	Образец	$^{40}\text{Ar}, 10^{-9}\text{ нсм}^3 (\bar{X})$	Возраст по плато, млн. лет	Кол-во ступеней в плато	Кол-во ^{39}Ar , соотв. плато, %
06-09-03	77.80	1.09 ± 0.08	3	96	06-09-03	90.53	1.00 ± 0.10	2	59
06-23-11	121.72	1.09 ± 0.19	2	47	05-КС-12	533.81	0.72 ± 0.14	1	22
		0.24 ± 0.22	2	53			0.24 ± 0.07	2	78
06-12-05	31.11	0.06 ± 0.11	2	76	05-КС-32	22.40	1.64 ± 0.26	1	60
					06-09-02	156.82	1.16 ± 0.13	3	100

Определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста пирогенных пород также выполнялись с помощью системы ИК-лазер Fusions 10.6 + масс-спектрометр Argus (второй алгоритм). Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -анализа были изготовлены полированные

пластинки толщиной 0.3 мм, диаметром 5 мм и весом ~25 мг. Перед измерениями изотопного состава аргона образцы дегазировались при $T = 300$ °С. Образцы прогревались в 3 и 6 ступеней с помощью ИК-лазера в течение 30 сек путем последовательного увеличения мощности лазера. В холостом опыте количество ^{40}Ar в системе экстракции аргона не превышало 1.8×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Argus, эффективная чувствительность, которого в 5 раз выше эффективной чувствительности масс-спектрометра Noble gas 5400. В камере масс-спектрометра Argus поддерживался вакуум порядка 5×10^{-9} тор. После каждого измерения изотопного состава аргона, выделенного из образца, проводились замеры уровня фона (по изотопу ^{40}Ar не превышал 2×10^{-10} нсм³) и изотопного состава порции очищенного воздушного аргона ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296 \pm 2$). В пределах одной ступени прогрева образца количество выделенного ^{40}Ar изменялось от 14×10^{-9} до 569×10^{-9} нсм³. Рассчитанные по плато $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста пирогенных пород западной окраины Кузбасса составили (млн. лет): 1.64 ± 0.26 (обр. 05-КС-32), 1.16 ± 0.13 (обр. 06-09-02) и 1.00 ± 0.10 (обр. 06-09-03). В спектре обр. 05-КС-12 установлены две возрастные компоненты – 0.72 ± 0.14 и 0.24 ± 0.07 млн. лет. Для обр. 06-09-03 результаты, полученные с помощью двух алгоритмов, практически полностью совпадают (табл. 1).

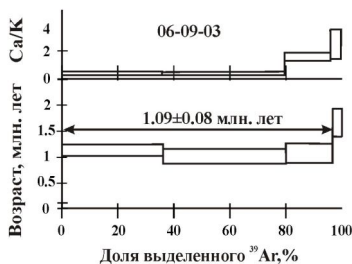


Рис. 1. Типичный возрастной спектр (1 алгоритм) клинкера из древнего горельника западной окраины Кузбасса

Согласно результатам геолого-хронологического изучения горельников Кузбасса массовые угольные пожары начались 1.3-0.9 млн. лет назад на западной окраине бассейна – в узкой зоне реактивированных разломов на стыке впадины с Салаирским кряжем. Вероятно, на этом рубеже началась высотная дифференциация рельефа западной периферии бассейна. Повторные возгорания здесь произошли 0.3-0.1 млн. лет назад. В центр бассейна пожары сместились 0.13-0.02 млн. лет назад в связи с проработкой там современной гидросети. Полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки позволили установить связь эпох массовых возгораний углей с теплыми засушливыми периодами плейстоцена (поздний эоплейстоцен, казанцевское время) [Sokol et al., 2010].

Литература:

Э.В. Сокол, Н.В. Максимова, Е.Н. Нигматулина, В.В. Шарыгин, В.М. Калугин. Пирогенный метаморфизм под ред. Г.Г. Лепезина. Новосибирск, 2005, 284 с.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. K/Ar геохронология четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов. Петрология, 2006, Т.14, № 1, с. 69-89.

Sokol E.V., Kudinov E.V., Kiriltseva N.A., Korzhova S.A. Geological prerequisites of late Cenozoic coal fires in the Kuznetsk coal basin, West Siberia, Russia // Proceedings of «ICCFR 2 Second International conference on coal fire research», 2010, P. 86-92.

**^{40}Ar - ^{39}Ar возраста примитивных ахондритов:
SaU 402, Dh 312 и Dh 500**

**Корочанцева Е.В.¹, Буйкин А.И.¹, Лоренц К.А.¹, Норр J.²,
Корочанцев А.В.¹, Trierloff M.²**

¹*ГЕОХИ РАН, Москва;* ²*Institute of Geosciences, Heidelberg
University, Heidelberg, Germany*

В работе представлены первые данные по ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастам трех ахондритов: а) несгруппированный энстатитовый метеорит SaU 402, который наиболее вероятно является продуктом ударного плавления энстатитового хондрита [1]; б) акапульткоит Dhо 312, который представляет собой образец в высшей степени метаморфизованного хондрита, близкого по химическому составу к обыкновенным хондритам но отличного от них по изотопному составу кислорода [2]; в) не отнесенная ни к одной из групп метеоритов примитивная ахондритовая брекчия Dhо 500, отличающаяся повышенным содержанием плагиоклаза и, вероятно, имеющая связь с винонитами и силикатными включениями в железных метеоритах IAB/III CD [3].

Результаты и дискуссия: возрастной спектр метеорита SaU 402 дает возрастное плато (рис. 1) с возрастом 4275 ± 17 Ма для ~50 % выхода ^{39}Ar (здесь и далее аналитическая ошибка определения возраста на уровне 1σ). Наиболее вероятно, этот возраст отражает время образования ударного расплава. Однако это может быть также временем более позднего события, как это было выявлено для другого энстатитового метеорита ударного происхождения – Ilafegh 009, ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст которого оказался значительно ниже его I-Xe возраста.

Последняя полная переустановка K-Ar изотопной системы в метеоритах Dhо 312 и Dhо 500 произошла ~4.45 Ga назад. Возрастной спектр Dh 312

(рис. 2) показывает частичное плато с возрастом 4450 ± 24 Ma (66-100 % выхода ^{39}Ar). В пределах ошибки это значение совпадает с Ar-Ar возрастaми, полученными для других акапультитов и лодранитов, и определяющими время их термального метаморфизма [5-7]. Согласно работе [3], полимиктовая брекчия Dh 500 испытала воздействие интенсивного термального и ударного метаморфизма, что согласуется со сложной термальной историей этого метеорита, выявленной нашим Ar-Ar исследованием. Возрастной спектр Dh 500 (рис. 3) показывает как минимум три события. Он дает два частичных плато с возрастaми 4307 ± 11 Ma (17-39 % выхода ^{39}Ar) и 4454 ± 11 Ma (53-94 % выхода ^{39}Ar). Эти значения попадают в диапазон Ar-Ar возрастaх винонаитов и силикатных включений в IAB железных метеоритах, а также возрастaх обычных хондритов, не испытывавших ударного воздействия [8-10]. Вторичное событие, вызвавшее частичную потерю $^{40}\text{Ar} \leq 3.2$ Ga назад, определяется возрастными спектрами во всех образцах.

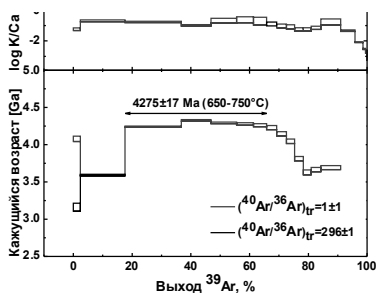


Рис. 1. Возрастной и K/Ca спектры метеорита SaU 402.

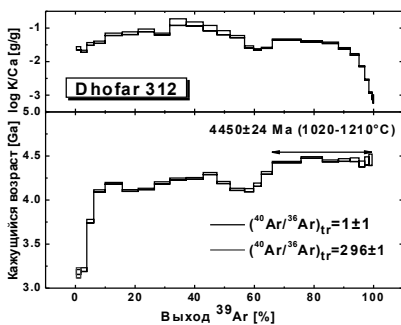


Рис. 2. Возрастной и K/Ca спектры метеорита Dh 312.

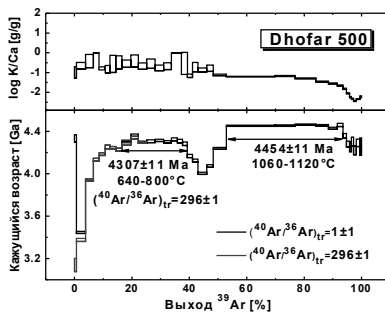


Рис. 3. Возрастной и K/Ca спектры метеорита Dh 402

Первичный ^{36}Ar обнаружен во всех образцах и выделяется при температурах $>1100\text{ }^\circ\text{C}$ из примитивных метеоритов, и в температурном интервале $800\text{-}1140\text{ }^\circ\text{C}$ из SaU 402.

Таким образом, изученные метеориты позволяют датировать эпизоды термального и ударного метаморфизма на малых телах в ранней Солнечной системе.

Литература

- [1] Connolly H.C., Jr. et al. 2006. Meteoritics & Planetary Science 41:1383-1418.
- [2] Grossman J.N. and Zipfel J. 2001. Meteoritics & Planetary Science 36: A293-A322.
- [3] Lorenz C.A. et al. 2003. Meteoritics & Planetary Science 38: A5045.
- [4] McCoy T.J. et al. 1995. Geochimica et Cosmochimica Acta 59:161-175.
- [5] Pellas P. et al. 1997. Geochimica et Cosmochimica Acta 61:3477-3501.
- [6] McCoy T.J. et al. 1997. Geochimica et Cosmochimica Acta 61:623-637.
- [7] Mittlefehldt D.W. et al. 1996. Geochimica et Cosmochimica Acta 60:867-882.
- [8] Benedix G.K. et al. 1998. Geochimica et Cosmochimica Acta 62:2535-2553.
- [9] Bogard D.D. et al. 2005. Meteoritics & Planetary Science 40:207-224.
- [10] Trierloff M. et al. 2003. Nature 422:502-506.

Современные проблемы U-Pb исследований циркона в океанических породах

Костицын Ю.А.

ГЕОХИ РАН, Москва

Бурное развитие локальных методов изотопного анализа минералов (вторично-ионная масс-спектрометрия, лазерная абляция вкупе с ICP-MS) открыло новые возможности для изучения единичных минеральных зёрен, в частности для геохронологического исследования циркона. Это в свою очередь позволило вовлечь в геохронологические исследования породы, которые ранее, в период развития классической U-Pb цирконометрии, практически было невозможно датировать. К таким новым направлениям для U-Pb геохронологии относятся исследования пород океанического ложа, которые отличаются весьма молодым возрастом – преимущественно от десятков миллионов лет и вплоть до современного – а также преобладанием пород основного и ультраосновного состава. Появилось также много геохронологических исследований континентальных пород основного и

ультраосновного состава по циркону, однако его сингенетичность вмещающим породам далеко не всегда очевидна и нередко даже не обсуждается. Немаловажно также, что в силу ряда организационных обстоятельств анализ циркона стал доступен широкому кругу геологов, ранее не имевших опыта серьезных геохронологических исследований и решения сопутствующих методических и методологических проблем.

Поэтому в настоящем сообщении рассмотрены наиболее фундаментальные особенности циркона, которые необходимо иметь в виду как при постановке геохронологических исследований, так и при интерпретации их результатов.

Вообще говоря, применительно к геохронологическим задачам при использовании любой изотопной пары (изотопной системы) в любых минералах или породах необходимо как можно более чётко представлять физико-химические условия, при которых (а) данная изотопная система закрывается, (б) способна существовать в замкнутом состоянии и не претерпевать заметных нарушений, (в) нарушается частично и (г) обновляется (омолаживается) полностью.

Общеизвестно, что U-Pb система в цирконе является наиболее устойчивой к наложенным процессам, однако перечисленные выше четыре пункта для неё так же актуальны, как и для любой другой изотопной системы в любом минерале или породе.

В расплавах основного состава, а также в щелочных, растворимость циркония очень высока [Hanchar, Watson, 2003], поэтому собственный циркон в них образуется на самых поздних стадиях кристаллизации. Инородный, захваченный циркон в таких расплавах, а также в ультраосновных, быстро растворяется. В кислых магмах, и особенно в высокоглинозёмистых, циркон слабо растворим, поэтому может сохраняться в них как минеральный индивид при плавлении всевозможных коровых пород. В таком случае сохранность или напротив, нарушение U-Pb системы в цирконе при повышении температуры определяются, прежде всего, скоростью диффузии свинца, которая измерена с очень высокой достоверностью [Cherniak, Watson, 2000]. На рис. 1а для зерна циркона размером 50 мкм показаны поля, в которых имеет место полная сохранность U-Pb его системы (менее 1 % потерь радиогенного свинца), полное омоложение циркона (более 99 % потерь свинца) и промежуточная область частичного нарушения изотопной системы. Эти кривые дают наглядное представление о возможности для циркона сохранить U-Pb изотопную систему ненарушенной, в частности, иметь реликтовые ядра, или, напротив, полностью утратить предыдущую возрастную информацию.

Полнокристаллический циркон – минерал весьма устойчивый, однако под действием альфа-распада в рядах урана и тория он может стать метамиктным, перейти в состояние, близкое к аморфному, с рыхлой структурой, проницаемой даже для поровых вод. Поэтому U-Pb система

метамиктного циркона крайне неустойчива. Детальные исследования структуры образцов циркона с разной накопленной дозой альфа-распада [Rios et al., 2000] показали, что начиная с уровня дозы $\approx 1.5 \times 10^{18}$ расп/г признаки аморфной структуры уже могут быть установлены инструментально, а при дозе $\approx 7 \times 10^{18}$ расп/г циркон становится полностью метамиктным. На рис.1б приведены кривые накопления дозы альфа-распада при различных концентрациях урана и тория, причём даже при принятом в расчётах очень высоком для циркона $\text{Th/U} = 1$ именно уран обеспечивает более 80 % дозы. Как видно, высокоурановый циркон может стать метамиктным за несколько сотен миллионов лет, что нередко приводит к относительно низкотемпературным нарушениям U-Pb системы циркона. Следует лишь иметь ввиду, что пребывание циркона при температуре свыше 250°C способствует отжигу возникающих в нём дефектов.

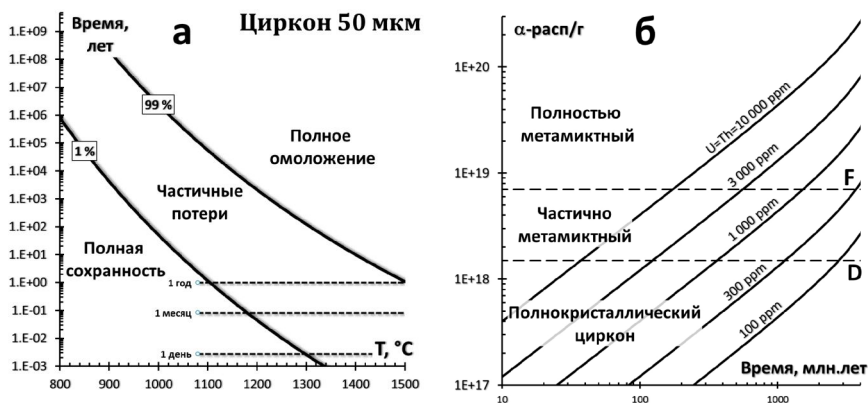


Рис. 1. а – диффузионные потери свинца полнокристаллическим цирконом (рассчитано по данным [Cherniak, Watson, 2000]). Цифры у кривых показывают долю потерянного свинца при данной температуре и времени; б – накопленная доза альфа-распадов в цирконе при различных содержаниях урана и тория. При уровне дозы $\approx 1.5 \times 10^{18}$ расп/г (пунктирная линия D) – в цирконе появляются признаки метамиктной фазы, при уровне $\approx 7 \times 10^{18}$ расп/г (линия F) и выше – циркон полностью метамиктный [Rios et al., 2000].

Отмеченные особенности необходимо учитывать при интерпретации U-Pb данных по циркону, выделенному из океанических пород. Наименее понятная на сегодня проблема в этой области – обнаружение единичных зерен циркона с аномально древним возрастом в осевой зоне срединных хребтов. Попытки выстроить историю эволюции мантийных пород на основе датирования экзотических зёрен циркона должны учитывать приведённые выше ограничения.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00062) и программы ОНЗ РАН № 4.

Литература

- Cherniak D.J., Watson E.B. // *Chemical Geology*. 2000. V. 172. P. 5–24.
Hanchar J. M., Watson E. B. // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. 53: P.89.
Rios S., Salje E.K.H. et al. // *J. Phys.: Condens. Matter* 12 (2000) 2401–2412.

U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки

**Костицын Ю.А.^{1,2}, Аносова М.О.¹, Ревяко Н.М.^{1,2},
Степанов В.А.³**

¹*ГЕОХИ РАН, Москва;* ²*МГУ, Москва;*

³*НИГТЦ, Петропавловск-Камчатский*

Ранняя история геологического развития Камчатки вызывает горячие споры, несмотря на многолетние комплексные исследования, в том числе и геохронологические. Особенно дискуссионным остаётся вопрос о возрасте древнейших пород фундамента, обнажённых в Срединном массиве Камчатки. Достаточно сказать, что на всех современных геологических картах Камчатки возраст древнейших толщ – колпаковской и камчатской серий – обозначен как PR₂(K₁), т.е. то ли мел, то ли протерозой. Причиной тому служит высокая степень метаморфизма этих толщ и всё ещё слабая геохронологическая изученность. Поэтому мы взяли исследовать изотопные системы магматических и метаморфических пород Срединного хребта с целью установления их возраста, а также характера и возраста их источника.

Мы провели опробование кристаллических сланцев и гнейсов Колпаковской и Камчатской серий в районе р. Колпакова, вблизи устья р. Поперечная. В районе месторождения Шануч были опробованы метаморфические породы этих серий и граниты крутогоровского и кольского комплексов. Из этих проб были выделены циркон, сфен, апатит для U-Pb датирования методом лазерной абляции, а также в представительной коллекции проб был изучен изотопный состав неодима и стронция пород в целом.

Циркон из метаморфических пород Колпаковской и Камчатской серии (180 зерен из 6 проб) показал сложную картину распределения по возрасту. Большая часть значений U-Pb возраста практически равномерно заполнила диапазон от 72 до 100 млн. лет, с постепенным убыванием плотности точек вплоть до 1 млрд. лет (рис. 1). 16 зерен показали признаки более древнего

возраста. Восемь точек тяготеют к линии с верхним пересечением ~1.8 млрд. лет, ещё восемь – к линии с верхним пересечением 2.7 млрд. лет. Эти тренды нельзя назвать дискордиями по причине большого разброса данных, но тенденция на графике рис.1а видна отчётливо – кроме молодых цирконов имеются две популяции более древних, с возрастом порядка 1.8 млрд. лет и 2.7 млрд. лет.

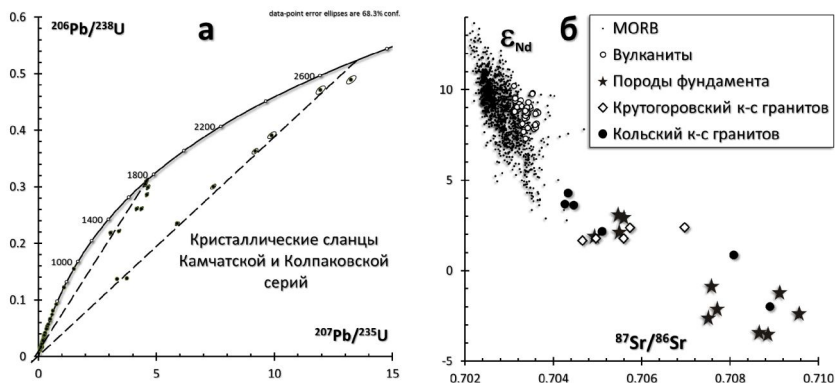


Рис. 1. а – результаты анализа циркона из пород фундамента в районе р. Колпакова. б – Sr-Nd изотопные данные для различных пород Камчатки в сравнении с MORB.

Устойчивых различий в возрасте циркона, выделенного из разных проб, не наблюдается. Очевидно, что в составе колпаковской и камчатской серий присутствует вещество протерозойского и позднеархейского возраста, которое было в значительной мере преобразовано в ходе более молодых метаморфических событий. Похожая картина наблюдается в зёрнах циркона, выделенного из образца гранита 2-й фазы крутогоровского комплекса, отобранного вблизи Cu-Ni месторождения Шануч: значения U-Pb возраста в них варьируют от 49 млн. лет до 2.9 млрд. лет без формирования какого-либо отчётливого кластера. Однако эти данные несут гораздо более важную информацию, чем возраст отдельно взятого гранита – в источнике этих гранитов присутствовало древнее вещество, вплоть до позднеархейского.

Более простые и согласованные результаты получены при U-Pb датировании по циркону гранитов первой ($T = 49.4 \pm 0.2$ млн. лет, $N = 63$, СКВО = 1.8) и второй ($T = 48.6 \pm 0.2$ млн. лет, $N = 62$, СКВО = 2.2) фаз кольского комплекса, а также первой фазы крутогоровского комплекса ($T = 78.4 \pm 0.3$ млн. лет, $N = 67$, СКВО = 2.3), опробованных в районе месторождения Шануч. Последнее значение совпадает с возрастом метаморфизма пород фундамента.

Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd систем в различных породах Камчатки представлены на рис. 1б в сравнении с типичными продуктами мантийных источников – базальтами срединно-океанических хребтов. Как видно на графике, все точки, отвечающие современным вулканическим породам Камчатки, смещены от поля MORB вправо, т.е. имеют несколько повышенные изотопные отношения стронция при вполне мантийных изотопных отношениях неодима, $\epsilon_{Nd} \approx +7 \dots +10$. Такой сдвиг – характерная черта для многих островодужных вулканитов и его природа, скорее всего, тесно связана с формированием материнских расплавов этих пород. Как видно на графике, точки, отвечающие породам фундамента, находятся в правом нижнем квадранте, соответственно примесь подобного вещества в источнике островодужных расплавов привела бы к сдвигу именно в этом направлении. Следовательно, породы древнего фундамента не вносят заметного вклада в источники островодужных расплавов Камчатки.

Проведённые геохронологические исследования пород фундамента Срединного массива Камчатки позволяют сделать важное заключение о начальной стадии его эволюции: и в метаморфических породах колпаковской и камчатской серий, и в гранитах крутогоровского комплекса присутствуют древние минералы. Большая часть циркона в этих породах образовалась в процессе поздне мелового метаморфизма и гранитообразования, но в них также присутствуют устойчивые группы зёрен циркона палеопротерозойского возраста (~1.8 млрд. лет) и неoarхейского возраста (~2.7–2.9 млрд. лет). Т.е. история развития фундамента Камчатки не ограничивается одним лишь фанерозоем.

Повышенные изотопные отношения стронция в меловых и палеогеновых гранитоидах и в метаморфических породах фундамента указывают на древний возраст их источников. Sm-Nd модельный возраст этих пород варьирует от 0.6 млрд. лет (на рис. 1б это точки с наиболее высокими величинами ϵ_{Nd} , около +4) до 1.4 млрд. лет (на рис. 1б – самые нижние точки графика), т.е. докембрийский для всех пород. Как мы видели выше, циркон в этих породах показывает присутствие более древнего вещества, с чёткими кластерами около 1.8 и 2.7–2.9 млрд. лет. Очевидно, Sm-Nd система пород даёт усреднённые оценки модельного возраста, тогда как разброс значений возраста в зёрнах циркона позволяет оценить реальный возрастной диапазон пород источника гранитов и метаморфических пород колпаковской и камчатской серий.

Возвращаясь к упомянутому выше парадоксу с обозначением колпаковской и камчатской серий на геологических картах последних поколений, можно рекомендовать оставить для них лишь один индекс PR₂, основанный на Sm-Nd модельном возрасте пород, поскольку возраст метаморфических толщ, приводимый на геологических картах определяется возрастом их протолита.

Согласование результатов датирования мезозойских магматических пород Северо-Востока России: U-Pb (SHRIMP), Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar методы

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.

ФГБУН СВКНИИ ДВО РАН, Магадан.

На Северо-Востоке России за последнее десятилетие опубликованы многочисленные результаты U-Pb SHRIMP-анализа цирконов из мезозойских магматических пород. Они кардинально расходятся с данными K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar методов, вследствие чего предлагается пересмотреть региональные схемы магматизма и рудообразования. Утверждается, что преимущество SHRIMP-цирконометрии заключается, во-первых, в прецизионности метода, во-вторых – в устойчивости U-Pb системы к наложенным воздействиям. Априори признаётся, что датировки цирконов из одного образца (обычная представительность опробования), рассчитанные по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (а только эти величины и измеряются на SHRIMP), в пределах ошибки одинаковы, а фигуративные точки всегда лежат на конкордии, фиксируя момент кристаллизации пород. Это якобы подтверждается вычислениями с помощью ISOPLOT: даже при разнице, с учетом ошибок, датировок по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в 100 и более (нередко до 400–500) млн лет программа дает конкордантный возраст с малыми ошибками и СКВО ≤ 1 . Эти-то данные и передаются заказчику (обычно не сведущему в тонкостях математического аппарата) как высокоточные. Между тем, нами было показано, что методика вычисления по алгоритмам ISOPLOT такова, что фактически заказчик получает средневзвешенное (обычно – около 10 точек на образец) значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дат, принадлежность которых к конкордии требует отдельного обоснования [3].

Здесь мы сопоставили результаты датирования разными методами некоторых широко известных комплексов (интрузивных, дайковых, вулканических) Северо-Востока России (рис). Наряду со средневзвешенными, рассмотрены $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки индивидуальных точек. Их распределение, соотношение с данными других методов везде одинаковы (хотя природа сопоставляемых комплексов различна): 1) размах значений составляет 15–22 млн лет, что заведомо выше аналитических ошибок на SHRIMP; 2) максимальные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки совпадают с изохронным Rb-Sr возрастом пород и, как правило, – с максимальными K-Ar датами; 3) минимальные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки совпадают с Ar-Ar датами, моментами повторного включения Rb-Sr часов, а также с минимумами на K-Ar гистограммах, отражающими разнообразными термальными событиями (чаще всего – наложенное орудование) [1].

Из сказанного следует, что априорно принимать все фигуративные точки за истинные конкордантные даты и осреднять их – грубая ошибка, поскольку они могут фиксировать (1) возраст пород, (2) моменты вторичных преобразований комплексов, (3) потерю радиогенных изотопов (что наиболее вероятно). В рамках самой U-Pb системы оценить, с точками какого типа мы имеем дело в каждом конкретном случае, невозможно, а значит, использовать результаты U-Pb SHRIMP-цирконометрии как арбитражные, особенно в приложении к мезозойским породам, – неправомерно. С гораздо большим основанием на эту роль может претендовать Rb-Sr изохронный метод.

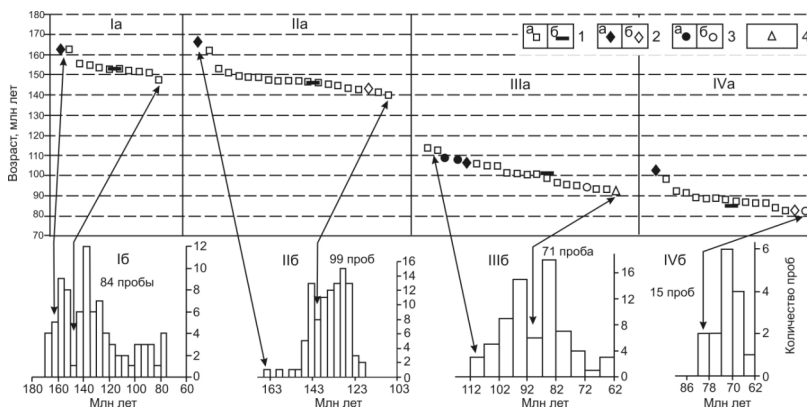


Рис. Результаты изотопного датирования некоторых магматических комплексов, полученные разными методами

1 – U-Pb SHRIMP-датировки цирконов: а – единичные точки, б – средневзвешенные значения; 2 – Rb-Sr изохронный возраст (по [2]): а – пород, б – наложенных процессов; 3 – аргоновый возраст: а – K-Ar датировки минералов (по [2]), б – Ar-Ar датировки (по [1]); 4 – Re-Os изохронный возраст молибденита из месторождения Осеннее (данные Н.Е. Савва, личное сообщение). Гистограммы – K-Ar датировки. Ia – дайка Среднеканская, нера-бохапчинский комплекс, Iб – нера-бохапчинский комплекс в целом (по [1]); IIa, б – массив Выючный, басугуньинский комплекс; IIIa – массив Магаданский, магаданский комплекс, IIIб – то же (по [2]); IVa – ольская свита, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Арманская вулканоструктура (Тригубович и др., 2007 г.), IVб – то же (по [2]). U-Pb SHRIMP датирование цирконов и Re-Os анализ молибденита выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ; Rb-Sr и K-Ar анализ – в СВКНИИ ДВО РАН; Ar-Ar (по [1]). Для массива Выючный использованы наши данные, для дайки Среднеканская и массива Магаданский – данные по листу Р-56 Госгеолкарты-1000/3 (авторы В.М. Кузнецов и др., редактор В.И. Шпикерман, 2008 г.; коллекции разных авторов, в т.ч. наши).

Литература

1. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007.

2. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 3. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. // Изотопные системы и время геологических процессов. Т. I. Мат. IV Росс. конф. по изотопной геохронологии, 2009.

Геохронологические исследования полиметаморфических комплексов: методические подходы, возможности и ограничения

**Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З.,
Козаков И.К.**

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В общем случае датирование метаморфических комплексов сводится к решению следующих задач, а именно к определению возраста протолитов метаморфических пород данного комплекса, возраста наложенных на них структурно-метаморфических преобразований и, наконец, возраста экспонирования метаморфических пород.

Для определения возраста протолитов метаморфических пород могут быть использованы результаты: 1) Sm-Nd изотопно-геохимических исследований кластических метаосадочных и метавулканических пород в совокупности с изучением их соотношений с разновозрастными структурными элементами и интрузивными магматическими комплексами, 2) U-Pb геохронологические исследования (LA ICP MS) детритовых цирконов метаосадочных пород и 3) U-Pb геохронологические исследования (TIMS) «первичных» цирконов метавулканических пород, которые обычно сохраняются даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма. При этом следует учитывать, что для интерпретации результатов геохронологических исследований детритовых цирконов метаосадочных пород полиметаморфических комплексов необходима информация о возрасте структурно-метаморфических преобразований.

Для определения возрастных границ проявления структурно-метаморфических преобразований в полиметаморфических комплексах наиболее эффективным является подход, который включает: 1) разработку независимых структурно-возрастных шкал различного ранга; 2) реконструкцию на их основе относительной последовательности проявления эндогенных процессов, и в том числе последовательности проявления метаморфизма и формирования интрузивных магматических комплексов; 3) выделение реперных интрузивных магматических комплексов,

занимающих строго определенное структурно-возрастное положение по отношению к главным структурным элементам, и их датирование U-Pb методом по циркону (TIMS). Использование этого методического подхода дает возможность не только определить возрастные границы проявления структурно-метаморфических преобразований, но и оценить продолжительность проявления эндогенных процессов, например длительность эпизодов регионального метаморфизма.

Определение возраста экспонирования метаморфических пород возможно путем датирования перекрывающих их вулканических пород и с помощью комплексных термохронологических исследований (K-Ar, U-Th/He методы) позволяющими построить кривые охлаждения вплоть до температуры около 70 °С.

Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка)

**Котова М.С.^{1,2}, Нагорная Е.В.², Аносова М.О.¹,
Костицын Ю.А.^{1,2}, Бакшеев И.А.², Николаев Ю.Н.²,
Калько И.А.²**

¹ГЕОХИ РАН, Москва; ²Геологический ф-т МГУ, Москва

Определение возраста метасоматического процесса и возраста рудоносных гранитоидов медно-порфировой формации, представляет собой важную для понимания генезиса месторождений, но непростую задачу, поскольку породы, как правило, сильно изменены, в результате чего первичные породообразующие магматические минералы в значительной мере или нацело замещены вторичными. В этих условиях едва ли не единственным способом определения возраста магматического процесса является U-Pb исследование циркона – наиболее устойчивого минерала из всех, пригодных для датирования. Мы изучили методом лазерной абляции представительные выборки индивидуальных зёрен циркона, выделенного из магматических пород ряда месторождений и рудопроявлений Находкинского рудного поля на Чукотке. Была предпринята также попытка определить возраст метасоматического процесса Rb-Sr методом по минералам двух гидротермально изменённых образцов участка Находка.

Находкинское рудное поле, площадью около 50 км², расположенное в 250 км к юго-западу от г. Билибино, включает Au и Ag-содержащие Cu-

порфиновые и Mo-Cu-порфиновые перспективные участки Находка, Малыш, Весеннее, Прямой, III Весенний. В 20 км к северу от рудного поля находится самое крупное в России медно-порфировое месторождение Песчанка.

В геологическом строении площади принимают участие верхнеюрские туфогенно-терригенные отложения, которые прорываются кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами позднеюрского Весеннинского комплекса и монцониитоидами раннемелового Егдгкычского комплекса. Уточнение возраста пород этих двух комплексов и составляет задачу настоящего исследования.

Предполагается, что с первым связано формирование медно-молибден-порфировых руд участков Малыш, Весеннее и западной части участка Прямой. С раннемеловым комплексом сопряжено образование молибден-медно-порфировых руд участков Находка, III Весенний и восточная и южная часть участка Прямой. Кроме того, по данным предшественников (Гулевич, 1977) на описываемой площади развиты гранодиорит-порфиры и диорит-порфиры позднемелового омчакского комплекса, которые очень слабо гидротермально изменены, по сравнению с позднеюрскими и раннемеловыми магматитами. С породами омчакского комплекса на соседних территориях связывают формирование золото-серебряного оруденения.

До настоящего времени классическим U-Pb методом по циркону были изучены только монцодиориты месторождения Песчанка (Moll-Stalcup et al., 1995). Сообщается, что по трём фракциям циркона получены согласованные значения возраста 142 млн. лет, но без указания доверительного интервала. Учитывая это обстоятельство, а также возможное существование на относительно небольшой площади оруденения, связанного с тремя разновозрастными магматическими комплексами, мы впервые провели изотопное датирование циркона магматических пород рудного поля Находка.

На участке Находка отобраны пробы из калишпатизированных монцодиоритов и слабо гидротермально изменённых гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, на участке Прямой – из слабо гидротермально-изменённых диорит-порфиритов; на участке III Весенний – из слабо изменённых монцодиорит-порфиров. На участке Весенний отобраны сильно гидротермально-изменённые кварцевые диорит-порфиры.

Фракции циркона были выделены из раздробленных образцов по стандартной методике путём электромагнитной и плотностной сепарации. Зёрна циркона выкладывались на клейкую ленту, заливались эпоксидной смолой, шлифовались примерно на 1/3 и приполировывались. Анализ проводился с использованием лазерной установки UP-213 и ICP-MS Element-XR. Всего проанализировано более 300 зёрен циркона. Большинство анализов показали конкордантные значения возраста, хотя некоторое количество анализов в каждом образце оказались искажёнными за счёт контаминации обыкновенным свинцом включений или иных дефектов в

цирконе. Аномально много таких зёрен оказалось лишь в пробе 7288-7902 с участка Весенний, в результате чего дискордия отягощена большими величинами СКВО и погрешности возраста, чем у остальных проб. Микронзондовые исследования показали, что включения в основном представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом с размером зёрен порядка первых микрон.

Обобщённые геохронологические результаты представлены на рис. 1 и в табл. 1.

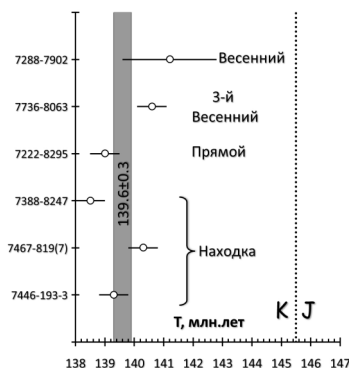


Рис. 1. Результаты U-Pb исследования циркона из гранитоидов различных участков Находкинского рудного поля. Серая полоса – доверительный интервал для общего значения возраста по 305 анализам циркона

Таблица 1. Результаты U-Pb исследований циркона из магматических пород Находкинского рудного поля

Образец	N	T, млн. лет	$\pm 2\sigma$	СКВО
7446-193-3	68	139.3	0.5	1.7
7467-819(7)	83	140.3	0.5	1.9
7388-8247	52	138.5	0.5	0.8
7222-8295	39	139.0	0.5	1.2
7736-8063	39	140.6	0.5	1.2
7288-7902	24	141.2	1.6	4.3
Все данные	305	139.6	0.3	1.9

Полученные значения возраста магматических пород с участков Находка, Прямой и 3-й Весенний подтверждают их раннемеловой возраст. Однако возраст кварцевого диорит-порфира с участка Весенний неожиданно оказался также в этой группе, хотя прежде его относили к поздней юре. Значение этого результата ещё предстоит дополнительно осмыслить.

Поскольку все полученные значения возраста по индивидуальным образцам близки между собой (рис. 1), и все исследованные гранитоиды, возможно, относятся к единому магматическому импульсу, мы провели

статистическую обработку всех 305 анализов совместно и получили единое значение возраста 139.6 ± 0.3 млн. лет.

Два образца с уч. Находка были разделены на минеральные фракции для построения Rb-Sr изохрон. Для обоих образцов Rb-Sr система оказалась частично нарушенной ($СКВО > 200$), однако наклон линий указывает на отсутствие заметного различия между временем магматизма и временем метасоматоза, с которым непосредственно связан рудный процесс.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00571, 11-05-00062), Программы ОНЗ РАН №4 и ГДК Баимская.

Литература

Гулевич В.В. // Геология СССР. М.: Недра, 1977. Т. XXX. Ч. 2. С. 259-263.

Moll-Stalcup E., et al. // GSA, 1997. Abstracts with programs. P. 65.

Влияние остаточного газа в камере источника ионов масс-спектрометра MC-ICP-MS NEPTUNE на масс-дискриминацию изотопов Nd

Крамчанинов А.Ю., Чугаев А.В., Чернышев И.В., Сердюк Н.И.

ИГЕМ РАН, Москва

Метод многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS) в последние годы широко используется в современных изотопно-геохимических исследованиях, в том числе для изучения сдвигов в изотопном составе так называемых «нетрадиционных» элементов (Cu, Zn, Fe, Ag и др.). В силу малого масштаба (менее или около 0.1 %) природных вариации изотопного состава этих элементов, решение задачи их высокоточного масс-спектрометрического анализа предполагает выявление факторов, влияющих на погрешность измерений, и последующий их учет. Одним из таких факторов является фракционирование изотопов (или эффект масс-дискриминации, МД) в MC-ICP-масс-спектрометре. Для приборов данного типа эффект МД выражается в том, что измеряемый изотопный состав является «утяжеленным» по отношению к истинному. В количественном выражении суммарный эффект МД в приборах MC-ICP-MS по разным оценкам составляет около 1 % на единицу разности масс изотопов для тяжелых элементов, и до 30 % для легких элементов (${}^6\text{Li}$ - ${}^7\text{Li}$, ${}^{10}\text{B}$ - ${}^{11}\text{B}$). Таким образом, корректный учет эффекта МД имеет ключевое значение при выполнении высокоточных измерений.

Эффект МД удобно изучать по Nd – многоизотопному элементу с достаточно хорошо известными отношениями распространенностей изотопов. В работе [1] показано, что эффект МД в приборах MC-ICP-MS отличается от такового в масс-спектрометрах с термоионизационным типом источника ионов и не может быть полностью учтен с помощью традиционно применяемого в методе TIMS экспоненциального закона фракционирования изотопов. Величина этих расхождений зависит от средних масс изотопов, входящих соответственно в нормируемое и опорное отношения, и является минимальной при их максимальной близости. В результате из-за неполного учета эффекта МД возникают систематические расхождения между результатами измерения изотопных отношений Nd, полученных методами MC-ICP-MS и TIMS (рис. 1). Внесение дополнительной поправки при анализе природных образцов возможно по результатам измерения стандартного образца, что предполагает высокую стабильность эффекта МД. Причиной возникновения эффекта МД является сочетание физических процессов, происходящих в различных частях масс-спектрометра. Однако, как было показано в работах [2, 3], наибольший вклад во фракционирование изотопов вносят процессы, протекающие при формировании ионного луча в ICP-интерфейсе прибора. Одним из элементов ICP-интерфейса является камера, расположенная между пробоотборным конусом и skimmer-конусом. В камере интерфейса с помощью механического вакуумного насоса высокой производительности (интерфейсный насос) происходит удаление неионизированного газа из потока плазмы. Благодаря этому в камере интерфейса поддерживается сравнительно низкое остаточное давление на уровне ~5 бар, несмотря на постоянный приток газа из горелки ICP.

Взаимодействие ионного пучка с молекулами остаточного газа в межконусном пространстве ICP-интерфейса является одним из факторов, обуславливающих фракционирование изотопов. Влияние остаточного газа в этой камере на эффект МД было изучено нами на примере изотопов Nd. При измерениях использовался внутрилабораторный стандартный образец изотопного состава «Nd-ИГЕМ», который ранее был прокалиброван относительно стандартного образца Nd LaJolla. Наши наблюдения показывают, что даже небольшие отклонения в работе интерфейсного насоса могут приводить к существенному ухудшению чувствительности масс-спектрометра и правильности получаемых результатов. Например, при увеличении предельного остаточного давления штатного одноступенчатого насоса Pfeiffer UNO030B с 5×10^{-2} мбар до 1×10^{-1} мбар и небольшом снижении его производительности происходит падение чувствительности по сигналу ArO^+ до 10 раз, а по сигналу $^{142}\text{Nd}^+$ в 3–4 раза. При этом значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, нормированное к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ по экспоненциальному закону фракционирования масс, завышается на 0.012 %, что в несколько раз превышает случайную погрешность измерения этой величины. Измеренное в таких же условиях изотопное отношение $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ завышается уже на

0.05 %. Аналогичное явление наблюдается и для других элементов. Так, для отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, нормированного к $^{205}\text{Pb}/^{203}\text{Pb}=2.3889$, отклонение достигает 0.13 %, что почти в 10 раз превышает случайную погрешность измерения этой величины. Из-за нестабильной работы интерфейсного насоса наблюдается дрейф нормированного значения изотопного отношения ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и любых других) в начале измерительной сессии или даже на протяжении всего рабочего дня.

Использование вместо Pfeiffer UNO030B более производительного двухступенчатого вакуумного насоса ВОО Edwards E2M28 с предельным остаточным давлением 1×10^{-3} мбар привело к противоположным результатам: чувствительность масс-спектрометра после включения интерфейсного насоса со временем медленно растет (по ArO^+ до 1.5 раз за 4 часа работы, по $^{142}\text{Nd}^+$ – в пределах 10 %) благодаря постепенному снижению остаточного давления в камере интерфейса, а дрейф нормированных значений изотопных отношений практически отсутствует.

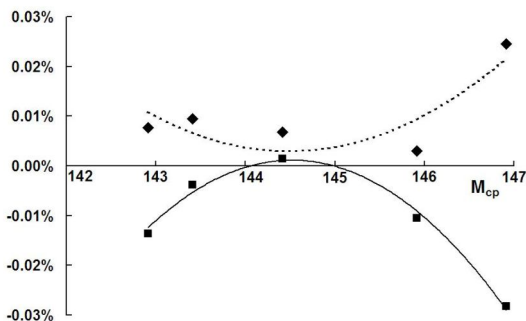


Рис. 1. Зависимость эффекта МД масс-спектрометра Neptune от эффективности откачки камеры интерфейса. По оси абсцисс отложена средняя масса изотопов отношения $^{14X}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. По оси ординат – величина расхождений между результатами полученными методами TIMS и MC-ICP-MS для отношения $^{14X}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормированного к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Квадратами отмечены результаты, полученные с использованием интерфейсного насоса ВОО Edwards E2M28 (линия тренда - сплошная), ромбами отмечены результаты, полученные с насосом Pfeiffer UNO030B (линия тренда - пунктирная).

Литература:

1. Vance D., Thirlwall M. // Chem. Geol. 2002. Vol. 185, N 3-4. P. 227-240.
2. Пупышев А.А., Сермягин Б.А. Дискриминация ионов по массе при изотопном анализе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. – Екштеринбург: ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, 2006. – 133 с.
3. Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. // Геохимия – 2007 – №11 – С. 1155-1168.

Позднемезозойский-раннекайнозойский гранитоидный магматизм Южного Приморья: новые данные Ar-Ar изотопных исследований

Крук Н.Н.¹, Валуи Г.А.², Голозубов В.В.², Травин А.В.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Генетические взаимоотношения вулканических и плутонических пород в пределах крупных магматогенных структур являются предметом постоянных дискуссий. Как правило, такие образования полагаются комагматичными. Однако, в последнее время появляется все больше указаний на то, что породы вулканической и плутонической фаций в пределах единых крупных поясов либо различаются возрасту, либо имеют различный состав и разные источники.

Весьма показателен в этом отношении позднемезозойский-раннекайнозойский магматизм Южного Приморья. Эффузивный и интрузивный магматизм, отражающий взаимодействие Азиатской плиты с литосферой Тихого океана, проявился здесь в возрастном интервале от позднего сеномана до конца миоцена. По данным [1] в эволюции региона выделяются два крупных этапа. Первый (сеноман-маастрихт) соответствовал обстановке АКО андского типа, в то время как второй (палеоген-миоцен) был связан с обстановкой трансформной окраины, сопровождавшейся крупноамплитудными сдвигами, обусловившими, в конечном итоге, раскрытие Японского моря.

Магматизм первого этапа сосредоточен в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и представлен мощными (3-5 км) вулканическими толщами. Начальный этап вулканизма (сеноман) характеризовался излиянием базальтов и андезитов, затем (турон-сантон) – формированием мощных толщ кислых туфов и игнимбринов, а на заключительной стадии (маастрихт) – андезитов и дацитов [2]. Вулканические комплексы второго этапа известны как в пределах ВСАВП, так и западнее, среди образований Лаоелин-Гродековского террейна. Проявления вулканизма тесно связаны с локальными рифтогенными впадинами. Начальные стадии вулканической активности представлены эксплозивными извержениями субщелочных кислых магм, в эоцене сменяющихся базальт-андезит-риолитовыми и базальт-риолитовыми сериями [3-4].

Позднемезозойские – раннекайнозойские гранитоидные интрузии в Южном Приморье известны как в ассоциации с вулканическими толщами, так и вне вулканических ареалов. Традиционно они считались комагматами соответствующих вулканитов ассоциаций. Однако данные Ar-Ar датирования ряда интрузивов показали существенное различие возраста гранитоидов и близких к ним по составу кислых эффузивов.

Так для гранодиорит-гранитных массивов нормальной щелочности, локализованных среди вулканитов ВСАВП, были получены позднемиоценовые-раннепалеогеновые (маастрихт-палеоцен-ранний эоцен) возрасты: Владимирский массив – 68 ± 1 млн. лет, Бринеровский массив – 63 ± 1 млн лет, Ольгинский массив – 57 ± 1 млн лет, Опричненский массив – 54 ± 1 млн лет (рис. 1). Эти даты не согласуются с главными этапами кислого вулканизма нормальной щелочности (турон-сантон, конец раннего эоцена), большинство их синхронно проявлениями субщелочного игнимбритового вулканизма инициальной стадии раннекайнозойской трансформной окраины ($61-53$ млн лет, [3]).

Для позднемиоценовых-раннекайнозойских гранитоидных интрузивов, локализованных вне пределов ВСАВП, зафиксированы более древние возрасты. Так для Синегорского массива в Ханкайском блоке получена дата 88 ± 1 млн лет; Ar-Ar возраст гранодиоритов Ливадийского массива, прорывающего образования Сергеевского блока, оказался равным 73 ± 1 млн лет; наконец для лейкогранитов Спокойненского массива в зоне сочленения Сергеевского и Самаркинского террейнов составил 72 ± 1 млн. лет. Эти даты хорошо коррелируются с этапом наиболее масштабного кислого вулканизма в пределах ВСАВП, однако пространственно ареалы проявления кислого вулканизма и гранитоидного магматизма разобщены (рис. 1).

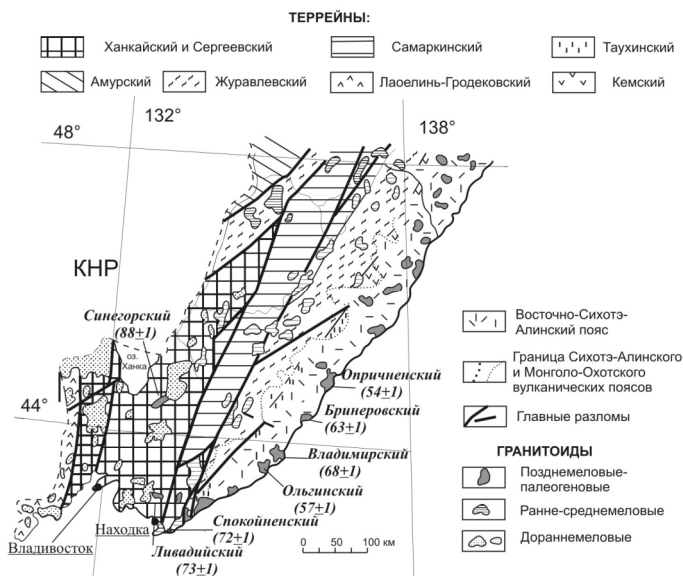


Рис. 1. Положение датированных интрузивов в структуре Южного Приморья

Таким образом, проведенные исследования показали, с одной стороны, наличие существенных возрастных между пространственно совмещенными эффузивными и интрузивными комплексами, принадлежащими одному крупному магматическому этапу, а с другой – пространственную разобщенность синхронных по времени проявлений эффузивного и интрузивного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № 79 и РФФИ (проект № 10-05-00486).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (А.И. Ханчук – ред.). Владивосток: Дальнаука, 2006, кн. 1., 572 с.
2. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
3. Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеанская геология, 2001, № 3, с. 47-54.
4. Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый магматизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология, 1999, т. 7, № 1, с. 58-79.

Геохимические особенности, Sr-Nd изотопная систематика и флюидный режим формирования флюоритов месторождения Суран (Южный Урал)

Крупенин М.Т.¹, Прохаска В.², Ронкин Ю.Л.¹

¹*ИГГ УрО РАН, Екатеринбург;*

²*Университет, Леобена, Австрия*

Суранское месторождение представляет собой серию мелких жил и крупное жильное тело, локализованное в мергелях и доломитах суранской свиты нижнего рифея в центральной части Башкирского мегантиклинория. Мощность основной жилы достигает 5 м, протяженность – до 1000 м, на глубину флюорит прослежен до 350, где сменяется кварц-карбонатным агрегатом. Флюоритоносная зона субмеридионального простирания трассируется на расстояние до 20 км в западном борту Машакского раннесреднерифейского рифтогенного грабена. Месторождение имеет запасы флюорита до 2 млн. т и эксплуатируется в настоящее время [Маслов и др., 2001]. Основные генерации флюорита: 1) серый фарфоровидный и 2) фиолетовый, катаклазированные; 3) зеленый крупнокристаллический, развивающийся по предыдущим генерациям флюорита; 4) прозрачный в

верхней части месторождения. Зеленые флюориты выполняют центральную часть жил и метасоматически развиваются по предшествующим типам флюорита и селлаиту. Оптический флюорит, являющийся наиболее поздним, менее тектонически нарушен.

Для изучения закономерностей поведения редких и рассеянных элементов методом ICP-MS были отобраны 32 пробы из основных генераций флюоритов. Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd и изотопный состав этих элементов были получены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS). Кроме того, было произведено Rb-Sr датирование 7 образцов жильного фиолетового флюорита с сингенетичным мусковитом. Для изучения Sm-Nd систематики взяты 10 образцов флюоритов всех изученных литотипов: фиолетового, зеленого и оптического.

По составу РЗЭ указанные литотипы флюоритов имеют отличия [Крупенин и др., 1999]. Флюориты 1 и 2 имеют низкий уровень концентраций РЗЭ (сумма до 30 г/т) и слабое фракционирование (в общем случае $La > Lu$), как и вмещающие доломиты. Зеленые флюориты отличаются высоким уровнем накопления РЗЭ (сумма до 200 г/т), субгоризонтальной формой тренда и интенсивной отрицательной аномалией Eu, чем определяется их сходство с флюоритами, генетически связанными с гранитоидами, в том числе из Машакского грабена. Оптические флюориты имеют относительно невысокие содержания РЗЭ (сумма до 100 г/т) и тренд распределения, в общем случае $La < Lu$. Их образование связано с процессами перераспределения фтора внутри развивающейся гидротермальной системы (ремобилизация при повышенной активности лигандов с переотложением ранних генераций и переносом ТРЗЭ) [Крупенин и др., 1999].

Изучение гомогенизации и криометрии флюидных включений флюоритов показало устойчиво высокую соленость (20–26 мас. % NaCl экв) [Маслов и др., 2001]. По температурам гомогенизации ГЖВ самыми низкотемпературными оказались флюориты первых генераций (70–150 °С), более высокотемпературными – зеленые (130–160 °С) и оптические (170–220 °С). Анализ флюидных включений во флюоритах методом водных вытяжек при истирании (crush-leach analysis) с ионной хроматографией показал, что все изученные типы расположены вдоль линии эвапоритового тренда. При этом относительно близко к точке морской воды находятся типы 1 и 2, а наиболее крепким рассолам соответствуют зеленые флюориты (3), положение их на диаграмме Cl/Br vs NaBr сдвинуто к оси ординат, также как и точки кварца и гидротермального доломита, сменяющих флюорит в нижних горизонтах месторождения. Оптические флюориты в указанных координатах образуют наиболее широкое поле, что объясняется консервативностью поведения брома в процессе их относительно позднего образования по предшествующим типам. В процессе раскрытия трещин (флюориты 1 и 2 типов) эвапоритовые рассолы, обогащенные фтором, смешивались с морской водой из порового пространства пород и экстрагированной в пространство жил. При дальнейшем раскрытии

жил поступали более концентрированные эвапоритовые рассолы, которые формировали основную массу зеленого флюорита.

Концентрации Rb в флюоритах $0.2 \div 0.98$ г/т, Sr $26 \div 101$ г/т; сингенетические белые слюды характеризуются вариациями $104 \div 343$ г/т, $18 \div 215$ г/т соответственно. Размах отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для флюоритов $0.022 - 0.028$, для слюд $0.6 - 100$. Rb-Sr возрасты, определенные для пар флюорит — белая слюда, практически идентичны 1239 ± 12 и 1228 ± 12 млн. лет. Начальные отношения изотопов стронция для флюоритов I и II типов имеют величины 0.713060 ± 0.000036 и $0,713060 \pm 0.000036$ соответственно, демонстрируя первичную гетерогенность.

Sm-Nd данные аппроксимируются эрохроной, наклон которой на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ определяет возраст 1219 ± 120 млн лет, совпадающий в пределах погрешностей с Rb-Sr результатами.

Фиксируемая Rb-Sr системой первичная гетерогенность, подтверждается и Sm-Nd данными (рис. 1), причем в формировании протолита Суранских флюоритов могли принимать вероятное участие эффузивы машакской свиты с возрастом ~ 1380 млн лет. Таким образом, реализованный комплекс методов по изучению состава включений во флюоритах, распределению РЗЭ, а также Sr-Nd систематика Суранского месторождения позволяют предполагать, что источником флюида были эвапоритовые рассолы, а фтор и состав РЗЭ были заимствованы агрессивными захороненными эвапоритовыми рассолами при взаимодействии с фтороносными гранитоидами на среднерифейском этапе активизации в ранее сформированном рифтогенном грабене.

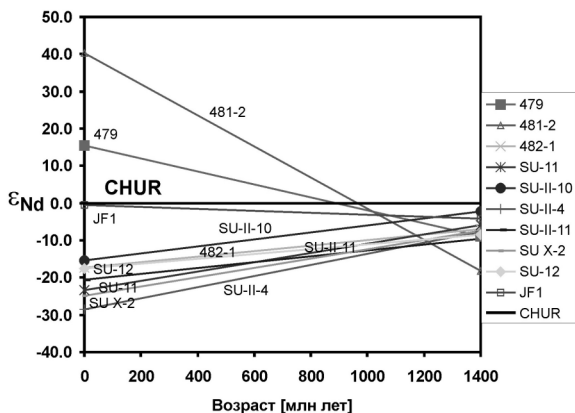


Рис. 1. Эволюция изотопов неодима флюоритов месторождения Суран. Параметры CHUR (chondritic uniform reservoir): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

Литература

Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. // Геохимия, 1999, 11. С. 1165-1177
Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагенция, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. 2001. Т. I. 352 с.

Информативность Re-Os изотопной систематики золота на примере золоторудных метасоматитов месторождения «Майское», Северная Карелия

**Крымский Р.Ш.¹, Гольцин Н.А.¹, Бушмин С.А.², Савва Е.В.²,
Беляцкий Б.В.^{2,3}, Сергеев С.А.¹**

¹*ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;* ²*ИГГД РАН, Санкт-Петербург;*

³*ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург*

В отличие от большинства широко распространенных в геохронологической практике изотопных систем, представленных литофильными элементами – Rb, Sr, K, Ca, Sm, Nd, Hf, Lu, U, Pb, рений-осмиевая изотопная систематика геологических объектов, прежде всего, определяется халькофильными и сидерофильными свойствами этих элементов [1]. Что позволяет успешно использовать эту систему для прямого датирования рудной минерализации различного генетического типа и происхождения [2]. Учитывая контрастное поведение Re и Os при процессах плавления силикатных пород и мантии (Re умеренно совместимый, а Os несовместимый с силикатным расплавом) и преимущественное накопление Re в коровых породах, производные (геологические породы и минералы) различных источников со временем приобретают существенное (на три порядка величины) различие в первичном изотопном составе Os. Это в свою очередь, позволяет достаточно уверенно идентифицировать их происхождение, а при изучении рудной минерализации определять источник рудного вещества [2] или относительный вклад того или иного геохимического резервуара в рудообразующий процесс [1, 3, 4].

Образцы и методы: Мы изучили Re-Os систематику золота и сингенетичного халькопирита из двух проб главной рудной жилы месторождения «Майское», расположенного в Куоляярвинской мульде среди вулканогенно-осадочных отложений, представленных миндалекаменными метабазальтами апарярвинской свиты людиковия, и приуроченного к разломным зонам, трассируемым дайками метабазитов [5].

Вмещающие породы в различной степени метаморфизованы (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) в свекофеннское время, а в зонах разломов интенсивно метасоматизированы и рассланцованы. Предполагается, что формирование золоторудных кварцевых жил сопровождалось развитием эпидот-альбит-кварц-биотитовых метасоматитов. Rb-Sr изохронный возраст вмещающих метасоматитов оценивается в 1770 ± 9 млн лет (по характеристическим минеральным парагенезисам), тогда как образование кварцевых жил и поздних метасоматитов в 1403 ± 24 млн лет [Глебовицкий и др., 2012]. Рудная ассоциация представлена самородным золотом, халькопиритом, пиритом, галенитом, пирротинном, сфалеритом, а также минералами селена и теллура. Для изучения под бинокулярной лупой были вручную отобраны монофракции золота и халькопирита весом до 100 мг, а на изотопный анализ из каждой взято по две независимых навески от 1 до 10 зерен золота и 15–20 зерен халькопирита, величина навески варьировала от 5 до 57 мг. Химическое разложение минералов осуществлялось в прямой и обратной царской водке с последующей сепарацией осмия и рения с использованием бромовой экстракции, микродистилляции и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом [6]. Определение концентраций Re и Os и отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ проводилось методом изотопного разбавления со смешанным ^{185}Re - ^{190}Os изотопным индикатором, уровень холостого составил 30 и 1 рг для Re и Os, соответственно. Измерения изотопного состава проводились в динамическом режиме регистрации – осмия на ионном счетчике MC Triton в отрицательных ионах, а Re – из 3 % HNO_3 при низком разрешении на умножителе ИСП MC Element-2. Погрешность определения Re/Os отношения и содержаний рения и осмия не превышала 1–4 %, а отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – 1 %.

Результаты: Содержания Re и Os в измеренных образцах золота варьируют от 1.8 до 13.8 и 0.2–2.3 ppb, соответственно, и сопоставимы с концентрациями определенными в сингенетичном халькопирите: 0.5–2.1 ppb Re и 0.1–1.0 ppb Os. По уровню содержания осмия, изученные образцы значительно отличаются (более чем на порядок величины) от типичных для эпитермальных и гидротермальных сульфидных месторождений и сравнимы с таковыми для золоторудных месторождений, ассоциирующих с конгломератами (Рис. 1). Корреляция изменения величины Re/Os отношения и изотопного состава осмия для изученных образцов позволяет построить линейный тренд в изохронных координатах (Рис. 2), наклон которого соответствует возрасту 397 ± 15 млн лет, а первичное изотопное отношение осмия: 0.1469 ± 0.0051 ($\sigma = +18$). Полученная оценка возраста существенно моложе предполагаемого мезопротерозойского возраста рудообразования и ранее известных возрастов геологических событий в регионе.

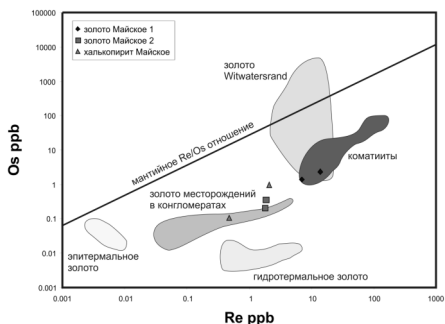


Рис. 1. Содержания Re и Os в золоте различных месторождений

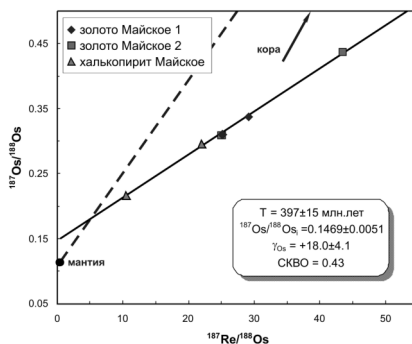


Рис. 2. Изохронная Re-Os диаграмма для образцов месторождения «Майское»

Интерпретация и выводы: Измеренный изотопный состав Os золотин и халькопирита месторождения «Майское»: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.2160\text{--}0.4376$ значительно отличается как от типично коровых величин: $\gg 1.0$ [7], так и от мантийных: 0.1296 [8]. Такие величины могут быть получены либо при смешении осмия различных источников (коры и мантии), либо в результате накопления радиогенного Os за счет распада рения in-situ, либо в результате комбинации этих процессов. Если смешение вещества произошло недавно, то на изохронной диаграмме фигуративные точки должны располагаться вдоль тренда с более крутым наклоном, чем наблюдаемый (Рис.2, штриховая линия). Кроме того, учитывая различную подвижность Re и Os в гидротермальных/приповерхностных условиях [9] и относительно высокие содержания рения в пробах, получение коррелированных количеств элементов (за счет привноса-выноса Os или Re) в случайных пробах маловероятно. Еще одним аргументом в пользу возрастного характера полученного тренда на изохронной диаграмме является модельный возраст $T_{\text{МА}}$ изученных проб, который варьирует от 430 до 515 млн лет и близок изохронному. В таком случае, рудообразующий флюид мог быть сформирован в раннепалозойское время за счет смешения верхнемантийного вещества (75 %) и протерозойской коры (25 %) и поступить в зону разгрузки (кварцевые жилы) 400 млн лет назад, при этом основным источником золота выступала примитивная верхняя мантия с $[\text{Os}] = 2.5$ ppb и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1239$. Но, наиболее вероятным сценарием является образование золоторудной минерализации под воздействием каледонского мантийного плюма за счет ремобилизации вещества базит-ультрабазитов (или мантийных респитов от их выплавления) протерозойских (2.0–2.2 млрд лет) зеленокаменных поясов Карело-Кольского геоблока с $[\text{Os}] = 2.5\text{--}14$ ppb, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.35\text{--}1.1$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1144$ [10], характеризующихся повышенными концентрациями золота и ЭПГ.

Литература

1. Luck J.M., Allegre C.J. 1980. Earth Planet. Sci. Lett., v.48, p.148–154.
2. Kirk J., Ruiz J. et al. 2002. Science, v.297, p.1856–1858.
3. Kirk J., Ruiz J. et al. 2001. Geochim.Cosmochim. Acta, v.65, p.2149–2159.
4. Mathur R., Ruiz J. et al. 2003. J. SA Earth Sci., v.15, p.815–823.
5. Порицкий М.С., Буйко А.К. и др. 1993. Вестник СПбГУ, Сер.7, вып.1 (№7), с.15–21.
6. Birck J.L., Barman M.R., Campas F. 1997. Geostandards Letters, v.20, N1, p.19–27.
7. Esser B.K., Turekian K.K. 1993. Geochim.Cosmochim.Acta, v.57, p.3093–3104.
8. Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W. 1996. Nature, v.383, p.517–520.
9. Peucker-Ehrenbrink B., Hannigan R.E. 2000. Geology, v.28, p.475–478.
10. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. 1999. Earth Planet.Sci.Lett., v.170, p.447–461.

Практические аспекты датирования молибденита Re-Os методом

**Крымский Р.Ш.¹, Гольцин Н.А.¹, Капитонов И.Н.¹,
Беляцкий Б.В.², Сергеев С.А.¹**

¹*ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;*

²*ИГГД РАН, Санкт-Петербург*

Молибденит (MoS₂) занимает в Re-Os изотопном методе такое же особое положение как и циркон в уран-свинцовой геохронометрии [1, 2]. Это определяется его высоким родством к рению, который входит в структуру молибденита на место 4-х валентного молибдена, и содержания которого могут достигать сотен и тысяч ppm, практически полному отсутствию нерадиогенного осмия, устойчивостью молибденита как минерала к процессам метаморфизма, деформации и вторичного выветривания, а также отсутствию, как правило, унаследованного вещества и обрастаний [2, 3, 4]. Кроме того, молибденит является достаточно распространенным минералом кислых пород, метасоматитов, сульфидных руд, жильных образований и пегматитов, что позволяет использовать его для датирования широкого круга геологических объектов и событий, и в первую очередь рудообразования. При этом погрешность определения возраста сопоставима с точностью уран-свинцового анализа цирконов и достигает 0.1-0.3 %.

В Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ Re-Os изотопный анализ молибденита проводится с 2007 г по адаптированной методике парижской лаборатории Института Физики Земли (IPG, [5]). В зависимости от величины

навески пробы разлагаются либо в смеси реагентов (1 мл Br₂ + 2 мл 7N HNO₃ + 0.5 мл 40 % CrO₃ в 7N HNO₃) в 5 мл тефлоновых виалах Savillex при температуре 100 °С в течении 48 часов, либо в смеси реагентов (1 мл 7N HNO₃ + 0.5 мл 8N HCl) в 15 мл кварцевых виалах при температуре 300 °С и давлении 125 атм в течение 12 часов в печи высокого давления HPA-S. Затем осмий выделяется методом бромовой экстракции и микродистиляции, а рений – методом жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом. Для определения концентраций Re и Os и отношения ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os к пробам добавляется до разложения смешанный изотопный трассер ¹⁸⁵Re-¹⁹⁰Os, откалиброванный относительно стандартных растворов рения и осмия и привязанный к смешанным трассерам IРG: [¹⁸⁵Re]=491.2176, [¹⁹⁰Os]=11.6305 ppb, ¹⁸⁵Re/¹⁸⁷Re=31.45, ¹⁹⁰Os/¹⁸⁸Os=74007. В форме бромидов выделенный осмий наносится на Pt ленту с 0.2 мкл эмиттера Ва(ОН)₂+NaOH и измеряется в отрицательных ионах на ионном счетчике в динамическом режиме регистрации на твердофазном МС Triton. Для коррекции приборного масс-фракционирования используется величина ¹⁹²Os/¹⁸⁸Os = 3.092016. Воспроизводимость анализа контролируется по внутреннему стандарту с ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.106902±0.000017 (University Mainz). Изотопный состав Re измеряется на ИСП МС Element-2 из раствора 3% HNO₃ на умножителе в динамическом режиме регистрации с использованием кварцевого небулайзера, сменных Ni конусов и перистaltического насоса. Измерения проводятся на среднем разрешении, поправка на масс-отклонение вычисляется усреднением измеренного стандартного раствора 10 ppb Re в начале и конце сессии. Типичная точность анализа соответствует 0.5 %.

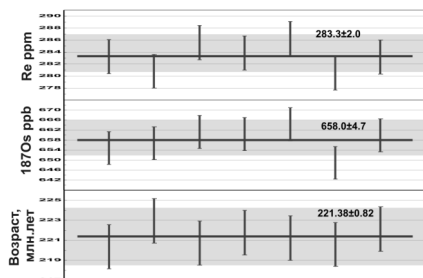


Рис. 1. Воспроизводимость результатов анализа (2010-2011 гг.) международного стандарта молибденита HLP-5 (серая полоса – рекомендованные значения [6])

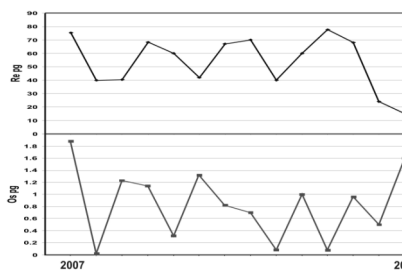


Рис. 2. Вариации уровня бланков по Re и Os (пкг) «молибденитовой» процедуры в течение 2007-2012 гг в ЦИИ ВСЕГЕИ

Для контроля качества аналитической процедуры в лаборатории периодически измеряются международные сертифицированные стандарты

молибденита HLP-5 и Henderson RM [6, 7]. Получаемые результаты свидетельствуют (Рис. 1), что воспроизводимость и точность анализа при средних и высоких содержаниях рения и осмия в анализируемом молибдените находится на уровне основных мировых лабораторий и рекомендованных оценок, в тоже время, при низких содержаниях (Henderson RM) результаты хуже, что определяется в первую очередь неустойчивостью и невоспроизводимостью результатов холостого опыта, химической «памятью» посуды и прибора. На сегодняшний день уровень холостого в среднем оценивается 70 и 1 pg по Re и Os, соответственно, и требует значительного снижения (в 3–4 раза) для точного определения содержаний низкорениевых или молодых молибденитов [7].

Опыт датирования молибденитов в нашей лаборатории показывает, что оптимальной стратегией является использование от 3 до 5 независимых навесок молибденита из одной пробы – отдельных зерен, пластинок или 3–5 мг мелкодисперсного вещества, чтобы получить точность и воспроизводимость возрастной оценки на уровне 0.5–1 % во всем диапазоне возрастной шкалы от кайнозоя до архея (Рис. 3, 4). Сходимость данных и качество анализа при этом независимо контролируется линейностью получаемых трендов, как в координатах ^{187}Re – ^{187}Os (в отсутствии обычного Os), так и в традиционных $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ – $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Необходимо отметить, что качество трендов на таких диаграммах может определяться и ограниченной подвижностью осмия на микроуровне отдельных зерен, что часто препятствует использованию локальных методов для изотопного анализа молибденита [8, 9]. Различия в мобильности родительского Re и дочернего Os обусловлены некоторой разницей энергетических характеристик их структурных позиций в молибдените [10].

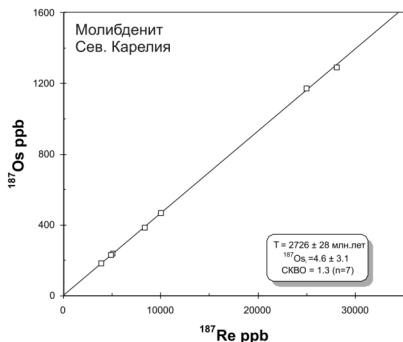


Рис. 3. ^{187}Re – ^{187}Os диаграмма для молибденита гранитного штюка

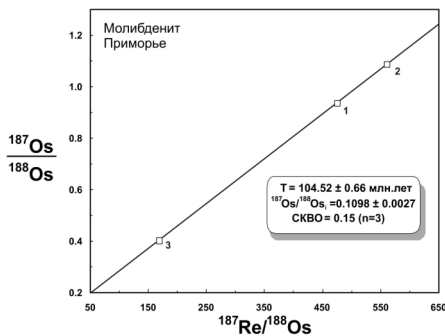


Рис. 4. Изохронная Re-Os диаграмма молибденита кварц-шеелитовых жил

Литература

1. Luck J.M., Allegre C.J. 1982. Earth Planet.Sci.Lett., v. 61, p. 291–296.
2. Stein H.J., Markey R.J., Morgan J.W., Hannah J.L., Schersten A. 2001. Terra Nova, v. 13, p. 479–486.
3. McCandless T.E., Ruiz J., Campbell A.R. 1993. Geochim.Cosmochim.Acta, v. 57, p. 889–905.
4. Aleinikoff J., Creaser R.A. et al. 2012. Chem. Geology, v. 300, p. 55–60.
5. Birck J.L., Barman M.R., Campas F. 1997. Geostandards Letters, v. 20, p. 19–27.
6. Du A., Wu S. et al. 2004. Geostandards and Geoanalytical Research, v. 28, p. 41–52.
7. Stein H. 2006. Lithos, v. 87, p. 300–327.
8. Selby D., Creaser R.A. 2004. Geochim.Cosmochim.Acta, v.68, p. 3897–3908.
9. Stein H., Schersten A., Hannah J., Markey R. 2003. Geochim.Cosmochim.Acta, v. 67, p. 3673–3686.
10. Takahashi Y., Uruga T. et al. 2007. Geochim. Cosmochim.Acta, v. 71, p. 5180–5190.

Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические исследования

**Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В.,
Елизаров Д.В.**

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Высокомагнезиальные гранитоиды (санукитоиды) неоархейского возраста имеют широкое распространение на всех докембрийских кратонах. На Фенноскандинавском щите санукитоиды имеют значительное распространение в Карельской провинции [1]. На территории Кольского региона интрузии, отвечающие санукитоидам, описаны в северной части Кольско-Норвежского домена, в Устьпонойской структуре юго-восточной части Мурманского домена, а также в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, где расположены два крупных массива – Поросозерский и Колмозерский. Породы санукитоидных массивов относятся к известково-щелочной серии, имеют магнезиальность $mg\# = 0.45-0.60$, обогащены Ba, Sr, K, P и LREE, содержат повышенные концентрации Sr и Ni. Поросозерский дифференцированный массив сформировался в результате последовательного внедрения четырех фаз в

течение ~ 60 млн. лет. Первая фаза представлена серией габбродиорит – кварцевый монцодиорит – гранодиорит – микроклин-плагиоклазовый гранит. Вторая фаза сложена биотитовыми лейкогранитами и комплементарными им жилами аплитов и лейкоплагиогранитов. Третья фаза включает лампрофировые дайки одинит-спессартит-вогезитового состава. Четвертая, завершающая фаза, пегматитовые жилы. Определение возраста пород проводилось U-Pb методом по циркону (рис. 1). Для циркона из пород дифференцированного Поросозерского и Колмозерского массивов характерны идиоморфные кристаллы, типичные для магматических пород. Изучение внутреннего строения циркона показало, что зерна имеют отчетливо выраженную зональность и отсутствие в анализируемых кристаллах унаследованных ядер. По данным изотопного анализа циркон характеризуется возрастанием значений Th/U^* от гранодиоритов ~0.7-0.8 и кварцевых монцодиоритов ~0.9-1.0 до ~1.2-1.3 в лейкогранитах. Для лампрофиров характерны два генетически разных типа циркона: магматический и метасоматический. Магматический циркон в лампрофире отличается от циркона в гранодиоритах и кварцевых монцонитах более изометричным габитусом и меньшим Th/U^* отношением (~0.6). Метасоматический циркон имеет высокие содержания U и низкие $Th/U^* = 0.3-0.4$. Возрасты циркона из гранодиорита и кварцевого монцодиорита Поросозерского массива составили 2733 ± 6 млн. лет и 2734 ± 4 млн. лет, соответственно. Возраст циркона из лейкогранита составил 2712 ± 6 млн. лет. Время внедрения лампрофиров определяется возрастом циркона магматического генезиса из одинитовой дайки - 2680 ± 10 млн. лет, возраст метасоматического циркона составил 2629 ± 8 млн. лет. Rb-Sr изохронный возраст для пород главной фазы фазы 2724 ± 74 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70214$. Возраст циркона из гранодиорита Колмозерского массива – 2736 ± 4 млн. лет. Sm-Nd изотопные данные для санукитоидов обоих массивов указывают на их образование из мантийного источника, обогащенного LILE и LREE с характеристикой $\epsilon_{Nd(2740)} = +1.8 \div +0.3$, плавление которого произошло приблизительно на 140 млн. лет позже его образования ($T_{(DM)} = 2.9-2.8$ млрд. лет). Выявлено сходство пород Поросозерского и Колмозерского массивов с магматическими санукитоидными сериями архея и фанерозоя, образование которых определяется процессами мантийно-корового взаимодействия в надсубдукционных условиях в пределах активных континентальных окраин. Присутствие повышенных фоновых содержаний Ag и Au в породах Поросозерского массива позволяют считать его перспективным для металлогенической специализации на благородные металлы.

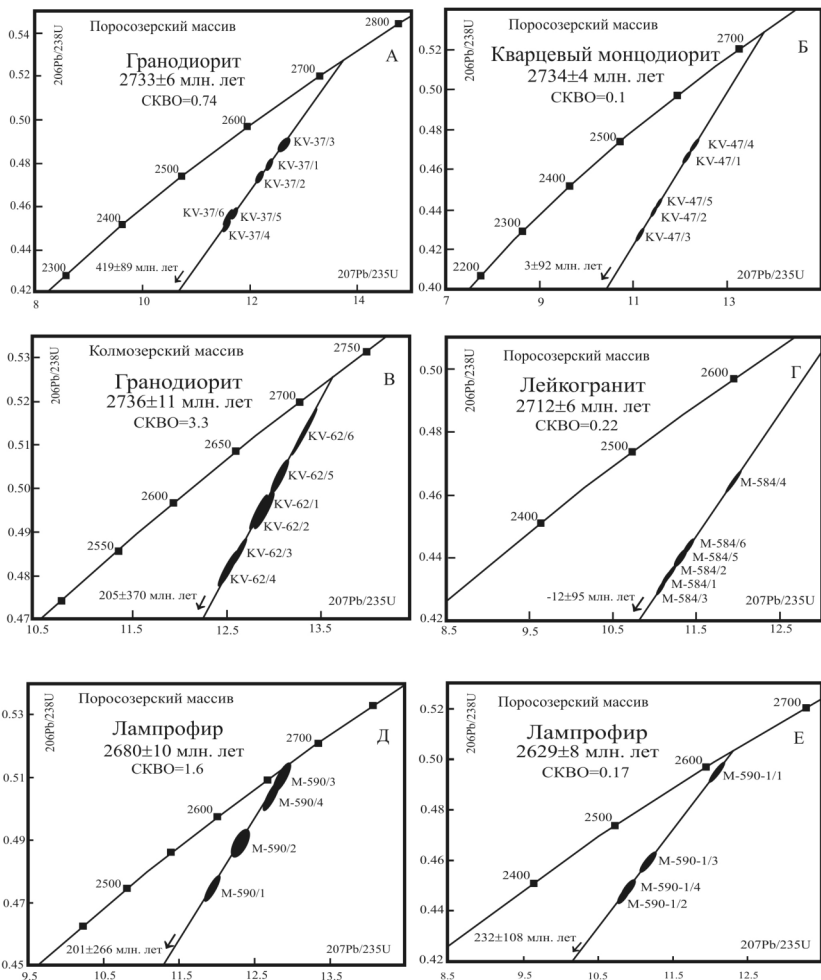


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для санукитоидов Поросозерского и Колмозерского массивов.

Литература:

1. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. №. 79. С. 107-128.

Детритные цирконы из палеозойских толщ Полярного Урала – новый инструмент для тестирования модели тектонической эволюции региона

Кузнецов Н.Б.^{1,2}, Соболева А.А.³, Миллер Э.Л.⁴, Удоратина
О.В.³, Герелс Дж.⁵, Романюк Т.В.⁶, Орлов С.Ю.¹

¹ГИН РАН, Москва, kouznicbor@mail.ru, nogil@mail.ru;

²РУДН (кафедра МПИ им. В.М. Крейтнера), Москва;

³ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, soboleva@geo.komisc.ru;

⁴Стэнфордский университет, Калифорния, США;

⁵Аризонский университет, Тусон, Аризона, США;

⁶ИФЗ РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

Наиболее современные и внутренне непротиворечивые представления о строении и эволюции протоуралид-тиманид фундамента Западно-Уральской мегазоны (ЗУ-мегазоны) и собственно уралид ЗУ-мегазоны, изложены в работах [Kuznetsov et al., 2010] и [Пучков, 2010], соответственно. Для тестирования этих представлений мы датировали детритные цирконы (dZr) из песчаников, участвующих в сложении Pz-толщ Полярной части ЗУ-мегазоны: манитаньрдской (U07) серии и погурейской (U06) свиты (Є3–O1 [Гос. геол. ..., 2005]) [Соболева и др., 2012], шервожской (09-128) (D1e [Гос. геол. ..., 2005]), яйюской (U04) (C1v–C3 [Гос. геол. ..., 2005, Салдин, 2005]), кечпельской (U01) (C3–P1as [Салдин, 2005]) и гусихинской (U20A) (P1a [Гос. геол. ..., 2005, Салдин, 2005]) свит. Всего датирован 561 dZr. Из них 334 датировки, т.е. ~62 % (здесь и далее – доля от общего числа датировок), имеют приемлемую для подобных исследований величину дискордатности $D \leq 10\%$ ($D = \{[\text{age}({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U})/\text{age}({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})] - 1\} * 100$).

Кроме того, для тестирования упомянутых выше тектонических моделей, использовала составленная нами ранее [Орлов и др., 2011, Соболева и др., 2012] база данных возрастов цирконов из протоуральско-тиманских комплексов, слагающих реликты орогена Протоуралид-Тиманид [Kuznetsov et al., 2010]. Результаты датирования dZr из изученных Pz-толщ Полярной части ЗУ-мегазоны, и характер распределения возрастов цирконов из протоуральско-тиманских комплексов («геохронологический» образ орогена Протоуралид-Тиманид), показаны на рисунке.

В современной структуре ЗУ-мегазоны Є3–O1-породы базальных горизонтов уралид, со структурным несогласием налегают на реликты орогена Протоуралид-Тиманид. Большая часть U/Pb-возрастов dZr (78 или ~55 %) из этих толщ (пробы U07 и U06) попадают в интервал от ~503–681 млн лет, с

ярким максимумом ~557 млн лет. Этот диапазон и этот частотный максимум почти эквивалентны соответствующим характеристикам распределения возрастов цирконов из протоуралид-тиманид [Соболева и др., 2012] и могут быть характеризованы как «протоуральско-тиманский провенанс-сигнал» [Орлов и др., 2011]. А это означает, что именно ороген Протоуралид-Тиманид [Kuznetsov et al., 2010] был питающей провинцией для бассейна, в котором накопились С3–О1-песчаники Полярной части ЗУ-мегазоны.

Среди dZr из нижнедевонских (верхний эмс) песчаников (проба 09-128) протоуральско-тиманского «провенанс-сигнала» и «каледонских» dZr не обнаружено. Возраста 49 dZr (или ~55 %) попадают в диапазон ~950–1650 млн лет, почти точно соответствующий возрастному диапазону комплексов Свеко-Норвежской области (запад Балтики). Кроме того, среди изученных dZr присутствует большая группа (25 зерен или ~27 %) со Свеко-Фенскими (~1,8–2,1 млрд лет) возрастными и 10 архейских зерен. Все это указывает на то, что для эмского осадочного бассейна Западного Урала источником детрита наиболее вероятно были комплексы внутренних районов и даже запада Балтики.

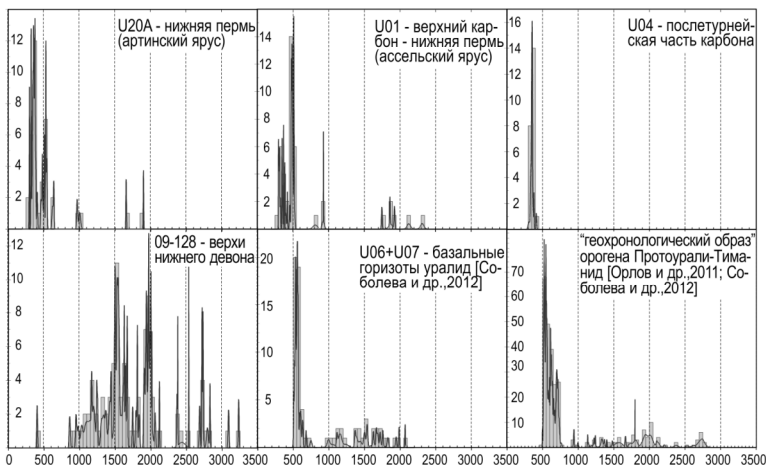


Рис. Гистограммы и графики относительной вероятности (density probability plots) возрастов dZr из песчаников некоторых Pz-толщ Полярного сегмента Западного Урала и цирконов из позднедевонско-среднекембрийских комплексов Урало-Тимано-Печорского региона («геохронологический» образ орогена Протоуралид-Тиманид).

Для построения гистограмм и «density probability plots» использован макрос Isoplot (K.R.Ludwig) к MS-Excel.

Возраста всех 23 dZr с $D \leq 10$ % из песчаником яйюской свиты (проба U04) попадают в диапазон ~312–414 млн лет со статистическим пиком ~355 млн лет. Такой характер распределения возрастов dZr означает, что кластика в C1v–C3 время попадала в Западно-Уральский бассейн с начинающего воздыматься Уральского орогена, и может быть назван – «уральским провенанс-сигналом».

Для наборов возрастов dZr из проб U01 и U20A характерны «уральский» и «протоуральский провенанс-сигналы», а, кроме того, в этих пробах в незначительных количествах выявлены более древние dZr . Это может означать, что в самом конце карбона и начале перми, по мере роста Уральского орогена в его пределах, на уровень эрозионного среза, наряду с собственно уральскими комплексами, начали выступать вовлеченные в текогенез крайние внешние («восточные») части ЗУ-мегазоны, фундамент которых сложен комплексами протоуралид-тиманид.

Таким образом, полученные результаты подтверждают изложенные в [Пучков, 2010] представления о Pz-эволюции Полярного Урала, и указывает на то, что, начиная с восточной Западно-Уральский осадочный бассейн заполнялся продуктами эрозии орогена Уралид, в строении которого участвовали уральские и протоуральско-тиманские комплексы.

Работа проведена в соответствии с планами грантов РФФИ 09-05-01033 и 12-05-01063, программ Президиума РАН №16, ОНЗ РАН №6 и УрО РАН № 12-У-5-1025.

Литература

Гос. геол. карта РФ 1:1000000 (3-поколение). Урал.сер. Q-41. СПб.: ВСЕГЕИ. 2005.

Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л. и др. ДАН. 2011. Т.440. № 1. С.87–92.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280с.

Сагдин В.А. Вестник ИГ КИЦ УрО РАН. 2005. №10. С.2-5.

Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л. и др. ДАН. 2012. в печати.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al. Gondw. Res. 2010. V.1-2. P.583-601.

Изотопно-возрастные характеристики и постседиментационные преобразования юрского терригенного комплекса Восточного Кавказа

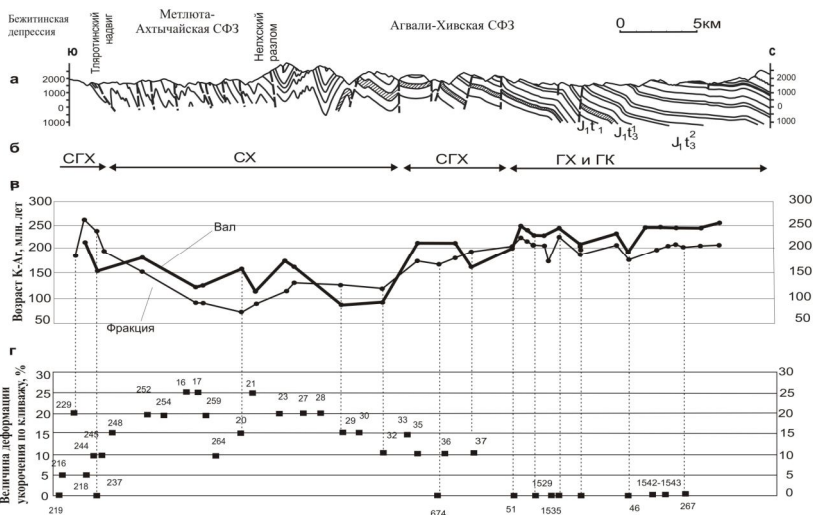
Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гаврилов Ю.О.

ГИН РАН, Москва

В работе приведены новые данные по комплексному изучению нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Ранее были исследованы два субмеридиональных профиля, пересекающих поле развития отложений J_{1-2} в пределах Северо-Западного Кавказа (р. Белая) и Центрального Кавказа (р. Терек) [Бужайте и др., 2003, Кущева и др., 2007].

Проведен комплексный анализ интенсивности постседиментационных преобразований пород и их детальное К-Аг изотопное исследование. Установлена зависимость рассчитанного К-Аг возраста от интенсивности вторичных преобразований.

В пределах Северо-Восточного Кавказа исследования проводились в бассейне реки Аварское Койсу, где обнажается наиболее полный разрез ниже- и среднеюрских пород (рис. 1), представленный верхний плинсбах-ааленскими отложениями авандельтового комплекса и байос-батскими морскими отложениями. Изученные отложения относятся к нескольким структурно-фаціальным зонам (СФЗ): Агвали-Хивской, Метлота-Ахтычайской и Бегитинской депрессии (рис. 1а).



Коллекция образцов, отобранных вдоль профиля (около 100 шт) изучалась с помощью оптической микроскопии, рентгено-фазовым и К-Аг методами.

В шлифах оценивался характер проявления межзернового кливажа. Под термином кливаж мы понимаем микротекстуру определенного строения, способствующую появлению в породах анизотропии физико-механических свойств [Талицкий, Галкин, 1988].

Для оценки величины деформации укорочения породы использован метод корреляции интенсивности кливажа с величиной деформации минеральных зерен, разработанный В.Г. Талицким [Гаврилов и др., 1999].

Агвали-Хивская СФЗ в пределах моноклинального залегания слоев характеризуется наименьшей степенью деформированности пород. Величина

деформации укорочения пород увеличивается при движении вдоль профиля с севера на юг от 0 до 20 % (рис. 1г).

В Метлюта-Ахтычайской СФЗ величина деформации укорочения максимальная и обычно составляет более 20-25 %. В шлифах пород из этой части профиля наблюдается максимальное развитие деформационных микротекстур – образовавшихся как в условиях сжатия, так и растяжения.

В породах Бежитинской депрессии кливаж развит неравномерно, величина деформации укорочения изменяется от 0 до 15 %, в единичных случаях достигает 20 %.

С севера на юг по мере нарастания интенсивности кливажа наблюдается переход от поликомпонентных ассоциаций глинистых минералов к серицит-хлоритовой (рис. 1б).

Серицит-хлоритовая минеральная ассоциация распространена в пределах Метлюта-Ахтычайской СФЗ и южной части Агвали-Хивской СФЗ. Севернее распространена гидрослюда – серицит – хлоритовая минеральная ассоциация с величиной деформации пород 10-15 %.

Изменение изотопных характеристик происходит в соответствии с преобразованием глинистого вещества и не совпадает с границами структурно-фациальных зон.

Выделяется несколько зон по К-Аг датировкам:

Группа датировок с возрастом 180-250 млн лет, соответствует пробам из образцов моноклиальной части разреза и слабодислоцированных пород Бежитинской депрессии, где развита гидрослюда-хлоритовая и гидрослюда-каолинитовая минеральные ассоциации (рис. 1в). Разброс К-Аг характеристик пород Бежитинской депрессии связан с ее неоднородным строением.

В зонах развития гидрослюда – серицит – хлоритовой минеральной ассоциации возраст варьирует в пределах 165-200 млн лет.

Возраст от 70 до 175 млн лет соответствует серицит-хлоритовой минеральной ассоциации. В Метлюта-Ахтычайской СФЗ, где развиты наиболее дислоцированные отложения, находятся самые молодые датировки 130 и 70 млн лет.

К-Аг системы глинистых пород юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа (разрезе по Аварскому Койсу) формировались под влиянием импульсов бокового стресса, который проявлялся неоднократно. В результате интенсивных вещественных преобразований пород в зоне развития кливажа произошло существенное омоложение К-Аг возраста по сравнению с их стратиграфическим на 50-100 млн лет.

Литература

Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О. и др. К-Аг и Rb-Sr изотопные системы глинистых пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа – отражение истории их вторичного преобразования // Лит. и п. и. 2003. № 6. С. 613-621.

Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район реки Терек) // Лит. и п. и. 1999. №1. С. 58-77.

Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Лит. и п. и. 2007. № 3.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5 С. 15-24.

Современные изотопные масс-спектрометры для прецизионного анализа благородных газов

Лапшин С.Ю.

ЗАО «МС-АНАЛИТИКА», Москва

Краткий обзор современных изотопных масс-спектрометров производства Thermo Fisher для решения широкого круга аналитических задач.

Дополнение линейки изотопных масс-спектрометров новыми разработками Thermo Fisher для анализа сверхмалых объемов благородных газов – NG (Noble Gas) MS.

Анализ благородных газов – особенности подхода к решению задач, возможные проблемы и пути их решения.

Исторические аспекты развития инструментальных средств для выполнения анализов изотопных отношений благородных газов. Обзор новейших моделей изотопных масс-спектрометров для высокоточного анализа благородных газов производства Thermo Fisher.

ARGUS VI – основные характеристики модели, назначение и области применения. Патентованная система отклонения ионного луча «Beam Deflection Technology», назначение и применение при анализе сверхмалых количеств образца. Опция дискретного диодного умножителя CDD SEM на стороне низких масс (канал L3), назначение, основные характеристики и сравнительные результаты измерений на штатных коллекторах Фарадея с различными коэффициентами усиления (1e11, 1e12) с полученными на CDD.

HELIX SFT – назначение модели, ключевые характеристики и конструктивные особенности. Примеры результатов, демонстрирующих высокое разрешение спектрометра на стороне 3-й массы, позволяющее устранить интерферирующее влияние наложений H^{3+} и HD на изотоп 3He .

Qtegra – революционно новое программное обеспечение под управлением ОС Windows 7 для управления, контроля и выполнения измерений на масс-спектрометрах с последующей математической обработкой и выдачей отчетов по результатам проведенных анализов. Возможности программы по управлению периферийными устройствами, созданию и выполнению автоматической последовательности анализа образцов.

Обзор систем отбора и извлечения газов из исходных проб, их подготовки для последующего выполнения анализов на NG масс-спектрометрах. Основные характеристики, особенности и технические возможности системы пробоподготовки NG PrepSystem производства Thermo Fisher.

Краткий обзор областей применения изотопных масс-спектрометров для анализа благородных газов.

Сравнение двух подходов к датированию единичных цирконов: «методика Кобера» и SIMS (на примере гранитоидов фундамента Печорской плиты и криогенийских тиллитов Свальбарда)

Ларионов А.Н.¹, Тебеньков А.М.²

¹ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; ²ФГУНПП «ПМГРЭ»

Анализ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в единичных цирконах из проб гранитоидов фундамента Печорской плиты и обломков из ледниково-морских отложений Северо-Восточной Земли, Свальбард (СВЗ) ранее был выполнен с использованием «методики Кобера» [Gee et al., 1998], [Larionov et al., 1998]. Анализ проводился путем многоступенчатого (3-10 ступеней) испарения в интервале температур 1440-1590 °С, преследуя получение серии максимальных воспроизводящихся («плато») величин отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, что рассматривается как свидетельство испарения Pb из доменов циркона не испытывавших потерь и нарушений.

Для гранитоидов фундамента Печорской плиты были получены результаты: ~550 млн. лет (возраст магматизма), а также свидетельства наличия унаследованной мезопротерозойской компоненты (минимальные возраста и 1 «плато»). На катодоллюминесцентных изображениях (КЛ) сошлифованных примерно до половины цирконов было выявлено значительное количество унаследованных ядер. Дополнительный *in situ* (SIMS SHRIMP-II) анализ магматических оболочек подтвердил и существенно уточнил полученный «методикой Кобера» возраст

магматической кристаллизации. Подтверждение получил и факт частичного нарушения U-Pb системы цирконов: на начальных ступенях испарения («методика Кобера») отмечались заниженные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а SIMS анализ выявил слабо дискордантные результаты с отношениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, соответствующими возрастам 530-350 млн. лет. Но наиболее интересным являются результаты анализа унаследованных ядер: доминируют эдиакарско-позднекриогенийские ядра с осцилляционной (магматической) зональностью роста, мезопротерозойские (1.0-1.6 млрд. лет) более редки и не образуют возрастных кластеров. Сходимость результатов подтверждает правомочность применения обоих методов для данного случая.

Гранитные обломки из криогенийских тиллитов СВЗ интерпретируются как результат разноса дрейфующим льдом. Для одного из образцов был получен («методика Кобера») $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1497 ± 26 млн. лет (3 зерна, 3-9 ступеней испарения, [Larionov et al., 1998]). На КЛ изображениях цирконов отчетливо видны прерывистые ярко-люминесцентные каймы варьирующей толщины. Результаты SIMS анализа кайм и ядер образуют на диаграмме с конкордией линию регрессии между ~ 1650 и ~ 960 млн. лет. Возраст по нижнему пересечению определяется конкордантным кластером из 6 результатов по каймам. Наиболее древний результат (из центра зерна) $\sim 5\%$ дискордантен. Измеренные Th/U в каймах широко варьируют (0.01 – 3.90), предполагая их образование в результате рекристаллизации. Некоторая дисперсия возрастов предполагает, что рекристаллизация была неполной.

Приведенные примеры явственно указывают на существенное ограничение применимости «методики Кобера» к структурно сложным, полигенным цирконам:

1. Для цирконов с малой пропорцией древней (унаследованной) компоненты маловероятно получение надежных возрастных оценок для ядер;

2. Если в объеме кристалла циркона ядро («древняя генерация») испытала нарушение U-Pb системы, то есть риск получения результатов, не отвечающих возрасту реальных процессов.

Так или иначе, SIMS, обладая лучшим пространственным разрешением ($\sim 7 \mu\text{m}$ SHRIMP, $\sim 3 \mu\text{m}$ IMS Cameca 1270/1280) является предпочтительным аналитическим подходом для решения проблем геохронологии сложных (полигенных) объектов.

Литература

Larionov A. N., Tebenkov A. M., and Gee D. G. 1998. Polar Research, 17(1):71-80.

Gee D. G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., and Dovshikova L. 1998. (in ICAM III; Third international conference on Arctic margins) Polarforschung, 68(1):161-170.

О некоторых возможностях и ограничениях U-Pb SIMS анализа

Ларионов А.Н.

ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

Возможности и ограничения U-Pb датирования на вторично-ионных масс-спектрометрах (SIMS), проистекают из ряда черт (отличных от ID-TIMS), среди которых: (I) способ подготовки образца; (II) способ ионизации.

Стандартный образец – это эпоксидная матрица цилиндрической формы («шайба») с зёрнами исследуемого и стандартного цирконов. Цирконы могут быть как сошлифованы до половины толщины, для анализа внутренних частей зёрен, или лишь слегка отполированы для анализа наиболее внешних оболочек. Основные требования к пробе следующие: (1) физический размер образца и его гомогенность – не менее размера первичного пучка; (2) размещение образца – более 4 мм от края «шайбы»; (3) равномерное качество шлифовки поверхности и низкий уровень её контаминации (прежде всего свинцом), что предполагает нежелательность помещения разных минералов одну «шайбу», а также химическую чистоту золотого напыления. То есть, корректный результат может быть получен из домена циркона, моногенного-ненарушенного-свободного от включений и трещин в масштабе >10 μm на глубину 4-5 μm , помещенного в эпоксидную матрицу в пределах 17 mm в центральной части с поверхностью, не контаминированной анализируемыми элементами. Сравнивая с ID-TIMS, требования SIMS к пробоподготовке не столь сложны и, более того, огрехи подготовки проб могут быть исправлены, и повторный анализ может быть выполнен.

Лишь <<10 % эжектированного вещества ионизируется [Stern, 2009], причем, это и элементные ионы, и многоатомные, не всегда стехиометричные, кластеры. Ионизируются все составляющие компоненты анализируемого материала. Но количества ионов разных элементов отличны от таковых в образце: они зависят от свойств поверхности, потенциала ионизации элементов и их структурной позиции, а также физических условий в области анализа. Вышесказанное требует (1) высокой чувствительности детектора – счетчика ионов; (2) высокого масс-разрешения и/или энергетической фильтрации для устранения изобарных наложений; (3) анализа стандарта для коррекции межэлементной масс-дискриминации. Первое требование решается применением для U-Pb датирования вторично-электронного умножителя, обеспечивая (вместе с высокой трансмиссией ионов) надежное измерение концентраций от 1 ppm. Касательно требования (2): настройка SHRIMP-II для стандартного U-Pb анализа обеспечивает масс-разрешение ~5000 на 254 А.Е.М. (1 % высоты пика), позволяя разрешить ионы HfSi,

HfO₂, изобарные Pb – наиболее критичная задача в анализируемом диапазоне масс (196-254 А.Е.М). Для решения специфических задач масс-разрешение может быть увеличено до >9000 [напр. Sano et al., 2000], с некоторой потерей трансмиссии вторичных ионов. Условие (3) порождает, в свою очередь, требование к качеству стандарта: он должен быть гомогенен в отношении U/Pb и, желательно, с однородной концентрацией U. Непременна идентичность состава стандарта и анализируемого циркона. Критичность последнего была выявлена [Williams, 1998] при сравнительном анализе калибровки результатов относительно стандартов SL13 (238 ppm U) и SL3 (3540 ppm U): ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста, рассчитанные относительно последнего оказались на ~4% омоложены, что породило мнение о систематическом омоложении U-Pb возраста при использовании SIMS SHRIMP. Дальнейшие работы [Williams & Hergt, 2000] выявили пороговое значение концентрации U = 2500 ppm, выше которого ²⁰⁶Pb/²³⁸U искусственно завышается. Высоко-U цирконы интенсивно метамиктизированы и легко теряют Pb, что, гипотетически, может привести к получению результата, идентичного корректному, но как стандарты они не применимы. Следует отметить, что ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb не зависит от вариаций состава матрицы образца или стандарта. Из прочих эффектов следует отметить постепенную деградацию интенсивности вторичной ионизации: в случае длительного анализа с применением интенсивного (>4-5×10⁻⁶ А) потока первичных ионов из-за насыщения образца атомами бомбардирующего пучка. Падение интенсивности может вызвать рост погрешности анализа, что порождает требования к выбору аналитического протокола и интенсивности бомбардирующего пучка в зависимости от характера образца. В любом случае, при излишней длительности анализа есть риск получения неприемлемых погрешностей.

Итак, одним преимуществом техники SIMS является сравнительно простая пробоподготовка, которая позволяет избежать таких, присущих ID-TIMS, осложнений, как погрешность взвешивания, неполнота разложения пробы, лабораторная контаминация Pb, особенно критичная для навесок <0.1 мг. Огрехи пробоподготовки для SIMS, в подавляющем большинстве, могут быть исправлены, а анализ тех же образцов повторён. Ограничением для SIMS, является требование к гомогенности образца – одновозрастность и отсутствие трещин и включений в объеме, определяемом размером первичного пучка. Поэтому анализ насыщенных включениями, например, поздне-магматических и пегматитовых цирконов может оказаться затруднительным.

Изобарные наложения не являются проблемой при U-Pb SIMS анализе, ибо конструкция приборов предусматривает достаточное масс-разрешение. Хотя, для других видов анализа (REE, например) требуется перенастройка прибора.

Проблема межэлементной дискриминации решается путем анализа соответствующих стандартов. На практике, в течение аналитической U-Pb

сессии анализируется не менее двух различных стандартных цирконов, что дает дополнительный контроль точности определения. Однако погрешность измерения стандарта учитывается, что увеличивает погрешность индивидуальных анализов, не позволяя достичь минимальной погрешности ID-TIMS (0.2-0.3 %). Однако погрешность в 0,5 % для среднего по серии анализов является достижимой величиной [Black et al., 2004]. Значительная погрешность для отношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ приводит к тому, что регрессию для нарушенных цирконов порой трудно рассчитать, однако, лишь в случае, когда фигуративные точки на графике концентрируются в небольшом интервале. Также, в связи со значительной погрешностью $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ принята практика, например [Flowerdew et al., 2005], принимать во внимание не численное выражение величины дискордантности, но учитывать и величину погрешности возраста: 2σ эллипс ошибок, перекрывающий линию конкордии, читается 2σ -конкордантным. Это особенно справедливо для фанерозойского интервала возрастов.

Литература

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. 2004. *Chem Geol* 205:115–140

Flowerdew M.J., Daly S.J., Whitehouse M.J. 2005. *Journ Geol Soc, London*, 162: 563–575.

Sano Y., Hidaka H., Terada K., Shimizu H., Suzuki M. 2000. *Geochemical Journ.*, 34(2):135-153

Stern R. A. 2009. *Min Ass Canada, Short Course Series. Vol 41. Mostafa Fayek (Ed).* 177 p.

Williams I.S. 1998. *Rev. in Economic Geology.*, 7: 1-35.

Williams Ian S., Hergt J.M. 2000. (in incorporating ACOG 4 abstracts and proceedings) University of Melbourne, Parkville, Victoria, Australia, 185-188.

К интерпретации данных U–Pb метода для цирконов

Левский Л.К.^{1,2}, Морозова И.М.¹

¹*ИГГД РАН, Санкт Петербург;*

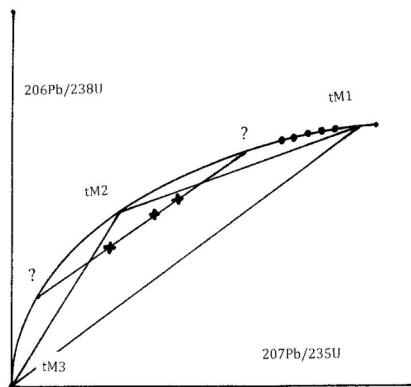
²*ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

В настоящее время U–Pb метод является наиболее востребованным инструментом для определения возраста магматических, метаморфических и осадочных пород. Высокая термоустойчивость U–Pb системы в кристаллических цирконах (энергия активации достигает ~700-

800 кДж/г-атом) и возможность самоконтроля конкордантности делает метод уникальным. Вместе с тем значительно возрастают требования к полученным данным, как с точки зрения аналитической точности и правильности, так и геохимической достоверности этих данных. Объем последних существенно (на порядки) увеличился с приходом локальных методов, что позволило решить часть проблем, но увеличило число нерешенных. *Дискордантность. Радиационные дефекты. Низкотемпературный метаморфизм.* Вопросы дискордантности начали обсуждаться более полувека назад. В качестве причин определяющих потери радиогенных изотопов свинца были предложены как «физические процессы не изменяющиеся во времени» (Аренс), так и «эпизодическое химическое выщелачивание» (Везерилл). Однако в настоящее время можно предложить механизм потерь объединяющий оба подхода. В результате α -распада урана и тория создаются радиационные нарушения кристаллической решетки, в основном за счёт энергии ядер отдачи, приводящие к образованию каналов-стоков, обеспечивающих миграцию свинца. Однако последнее может быть реализовано только при наличии транспортирующей флюидной фазы, содержащей соответствующие лиганды связывающие ионы свинца. В общем случае миграция свинца и урана может быть прямой и обратной, в зависимости от химического состава флюида; при этом температурный режим имеет второстепенное значение. В ряде случаев реальным геологическим событием инициирующим процесс потери (или привноса) является относительно короткоживущий контактовый метаморфизм (модель Везерилла) – воздействие интрузива, точнее сопровождающего интрузив флюида на U–Pb систему цирконов вмещающих пород. Иногда контакт интрузии не вскрыт эрозией, но, тем не менее, его воздействие может фиксироваться не только U–Pb системой цирконов, но и другими изотопными системами минералов в экзоконтакте. Наряду с «везерилловским» импульсом можно предложить другой процесс, приводящий к нарушению U–Pb системы, частичной или полной потере радиогенных изотопов и дискордантности. При быстром подъёме нижнекоровых пород они пройдут через более или менее флюидонасыщенные участки верхней коры и при наличие стоков для радиогенных изотопов свинца результат окажется идентичным модели Везерилла. При медленном подъёме результат будет близким к диффузионной модели Тилтона–Вассербурга с постоянным значением коэффициента диффузии или изменяющимся во времени и перемещением фигуративных точек к началу координат на графике с конкордией. В любом случае должны соблюдаться два условия: наличие стоков и флюидной фазы. *Дискордии реальные и ложные. Высокотемпературный метаморфизм.* Для большинства докембрийских полиметаморфических комплексов экспериментальные данные на графике с конкордией (рис.) располагаются внутри «изотопного треугольника», стороны которого

соответствуют хордам связывающие следующие точки на конкордии: $tM1$ —время первичной кристаллизации и/или гранулитового метаморфизма, $tM2$ —время гранулитового или амфиболитового метаморфизма и $tM3$ —время (≥ 0) низкотемпературного метаморфизма или гипергенеза. Для точек вне треугольника «запрещенная зона». Точки на хорде $tM2$ – $tM3$ отвечают низкотемпературному гидротермальному метаморфизму при соблюдении двух условий: наличие незалеченных радиационных дефектов и флюидной фазы. Можно ли объяснить таким же образом присутствие точек на хорде $tM1$ – $tM2$? При нижнекоровых температурных условиях радиационные дефекты будут скорее всего отожжены и стоки закрыты, несмотря на относительно высокую энергию отжига от $\sim 2\text{eV}$ до $\sim 6\text{eV}$ (данные противоречивы). Отжиг дефектов обязанный длительному нахождению гранулитов в нижней коре подтверждается измерениями радиационного возраста для ряда объектов Фенноскандии: Лехтинская структура t (U-Pb, Zrn)=2.442, t (рад)= 1.59 ± 0.19 ; Оз. Суо-Ярви: t (U-Pb,Zrn)=2.770, t (рад)= 2.00 ± 0.17 ; Карташевский массив: t (U-Pb,Zrn)=2.810, t (рад)= 1.85 ± 0.11 (возраст в млрд. лет). Таким образом, условия для потери радиогенных изотопов между $tM1$ и $tM2$, по крайней мере, для исследованного региона, как будто отсутствуют. Тем не менее, согласно другим многочисленным исследованиям точки на хорде $tM1$ – $tM2$ присутствуют. Это может быть результатом преобразования первичных цирконов за счёт флюида или расплава во время процесса $M2$ или обрастания новообразованным цирконом. Приоритет того или другого процесса можно определить по вариации изотопного состава гафния и распределения РЗЭ в цирконах. Однако, при умеренных температурных условиях в средней или верхней коре (~ 400 – 500 °C) может сохраниться часть стоков. Даже в разных местах сравнительно небольших регионов (напр. пояс Лимпопо) отмечается, как населенность точек на хорде $tM1$ – $tM2$, так и отсутствие точек. Присутствие флюида в первом случае представляется обязательным условием. Наличие точек на хорде $tM1$ – $tM3$ частично можно объяснить по механизму низкотемпературных потерь. Если дефекты в первичных цирконах ожигаются за время между $tM1$ и $tM2$, то они вновь накапливаются между $tM2$ и $tM3$. Экспериментальные значения внутри треугольника являются суперпозицией процессов $M2$ и $M3$ и сами по себе геохронологического смысла не имеют. Отдельные совокупности точек из «суперпозиционного» массива могут быть реальными и ложными корреляциями. Обязательным параметром первых должно быть реальное нижнее пересечение с конкордией (см. выше). В противном случае, когда нижнее пересечение не имеет смысла (meaningless), бессмысленным становится и верхнее пересечение (см. ?? линию на рис.) Значительное увеличение объёма экспериментальных данных привело к обнаружению загадочных процессов, которые проявляются как протяженная

совокупность конкордантных точек: $\Delta tM1$ и $\Delta tM2$ (рис.), причём протяжённость Δ может составлять несколько десятков и даже сотен миллионов лет. Происхождение подобных сегментов на конкордии следует приписать либо «пульсирующему» магматизму (менее вероятно) либо «пульсирующему» метаморфизму, приводящему к эпитактической перекристаллизации и практически непрерывной «микропотере» радиогенных изотопов.



U–Pb и Sm–Nd системы метаморфических минералов (гранаты): новые методические подходы

**Левский Л.К.^{1,2}, Ризванова Н.Г.¹, Богомолов Е.С.¹,
Балтыбаев Ш.К.¹, Сергеева Н.А.¹, Васильева И.М.¹,
Гусева В.Ф.¹**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Метаморфические (метаморфизованные и метаморфогенные) породообразующие минералы: гранаты, ставролиты, кианиты служат необходимым инструментом для построения детальной временной шкалы метаморфизма и метасоматизма. Изотопные системы этих минералов в большей степени реагируют на изменяющиеся P–T условия по сравнению с таким подчас «грубым» и жёстким геохронометром как циркон. Цель настоящей работы заключалась в разработке новых методических подходов для получения наиболее точных и правильных геохронологических данных, используя U–Pb, Pb–Pb, Sm–Nd в гранате. Для Sm–Nd системы в 2003 г. был предложен наиболее эффективный

метод сернокислотного выщелачивания с целью удаления включений в гранатах (монацит, ксенотим, апатит), нередко более древних по сравнению с минералом-хозяином. Подобное выщелачивание приводит к существенному увеличению Sm/Nd отношения в остающейся «чистой» культуре граната, так как по сравнению с гранатом отношение Sm/Nd в монаците и апатите составляет ~0.1–0.3 (для ксенотима до ~1), что «удлиняет» изохрону и обеспечивает получение более точных и правильных данных. Последнее определяется удалением некогенетичных включений. Пример удаления более древних включений приведён на рис. 1, а когенетичных на рис. 2. Для U–Pb системы, начиная с пионерских работ Мецгера и Фрая, для ступенчатого выщелачивания применялись различные кислоты: HCl, HBr, HNO₃ с последующим построением т.н. изохрон выщелачивания. Подобная методика была принята в нашей лаборатории и продолжает использоваться до сих пор во всех лабораториях. Учитывая высокую эффективность сернокислотного выщелачивания для Sm/Nd системы, мы применили подобную методику и для U/Pb системы. На первый взгляд использование серной кислоты для растворения фосфатных включений и удаления свинца представляется нереальным, так как в отличие от растворимых сульфатов РЗЭ сульфат свинца нерастворим в воде и выпадет в осадок. Однако при использовании высококонцентрированной кислоты для промывания образуется растворимый гидросульфат. Насколько нам известно, подобная процедура использована впервые и результаты демонстрируются на рис. 3, 4, 5, 7, 8. На рис. 3 приведены данные при традиционной методике выщелачивания граната (Сев. Приладожье). Изохронный возраст совпадает с возрастом монацита и это находит подтверждение на графике рис. 4. Отношение Th/U для ступеней выщелачивания 1–7 соответствует монациту и только для ступени 8 в большей степени соответствует гранату. Применение серной кислоты дает реальный Pb/Pb возраст граната (рис. 5), совпадающий с Sm/Nd возрастом граната (рис. 6). На рис. 7 приведена изохрона, построенная по остаткам после сернокислотного выщелачивания (обр. 31 и 137 взяты рядом из одного обнажения) На рис. 8 показано значение отношения Th/U для гранатов без обработки ~6 и после выщелачивания –2. Первое значение соответствует монациту, второе – гранату.

Выводы: 1. Наиболее эффективным реагентом для удаления включений в случае Sm–Nd и U–Pb систем является серная кислота. 2. Возраст минерала-хозяина должен определяться только по остаткам после выщелачивания. Изохроны выщелачивания используются как побочный продукт соответствующий возрасту включений. То и другое значение возраста могут совпадать только в случае когенетичности минерала-хозяина и включений. 3. Необходимо использование по крайней мере двух изотопных систем для граната, в настоящей работе Pb–Pb и Sm–Nd.

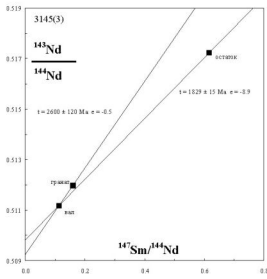


Рис. 1

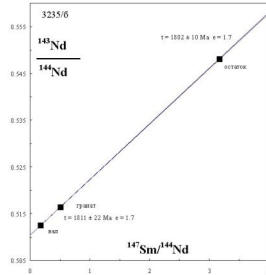


Рис. 2

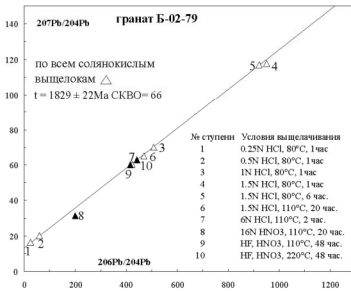


Рис. 3

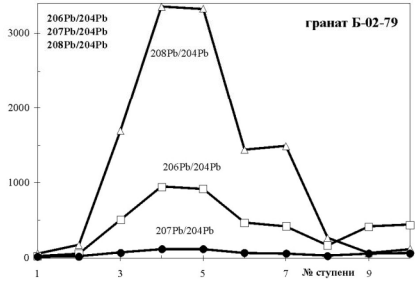


Рис. 4

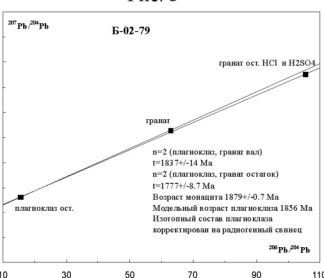


Рис. 5

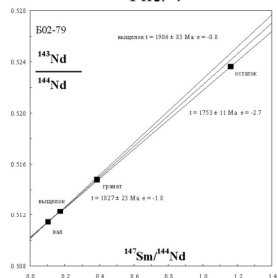


Рис. 6

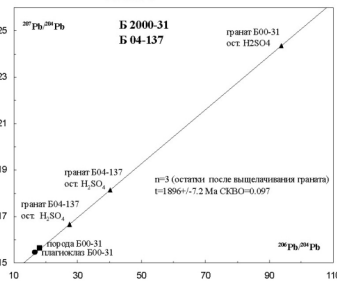


Рис. 7

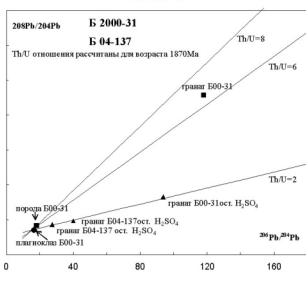


Рис. 8

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования ультрамафитов и мафитов Усть-Бельского террейна (центральная Чукотка) и их интерпретация

Леднева Г.В.¹, Базылев Б.А.², Лэйер П.³, Кононкова Н.Н.²,
Ишиватари⁴, Соколов С.Д.¹

¹ГИН РАН, Москва; ²ГЕОХИ РАН, Москва; ³UAF, Фэрбанкс;
⁴CNEAS, Tohoku University, Сендай

Усть-Бельский террейн расположен в одноименных горах центральной Чукотки и относится к Западно-Корякской складчатой системе, позднепалеозойские – раннемезозойские толщи которой были аккрецированы к окраине Азиатского континента в раннемеловое время. К западу от Усть-Бельского террейна выходят позднеюрские-раннемеловые толщи Удско-Мургалской островной дуги, контакт с которыми не вскрыт. На востоке толщи Усть-Бельского террейна надвинуты на сеноман-туронские и сантонские отложения Алганского террейна Корякско-Камчатской складчатой системы.

Усть-Бельский террейн представляет собой аллохтон сложного строения, в составе которого вслед за Александровым [1978] выделяют несколько тектонических пластин разного возраста и литологического состава. Ультрамафиты и мафиты слагают Усть-Бельскую пластину и входят в состав Толовской, Отроженской и Утёсинской пластин, а также полимиктовых меланжей. Предметом настоящего исследования были породы Усть-Бельской, Отроженской и Толовской пластин.

Усть-Бельская пластина, представляющая собой пакет тектонических чешуй, сложена мантийными перидотитами, в том числе субконтинентальными шпинелевыми лерцолитами, супрасубдукционными шпинелевыми гарцбургитами и метаперидотитами неясной принадлежности, а также кумулятивными ультрамафитами и мафитами, в составе которых предварительно установлены серии дунитов-амфиболовых лерцолитов-амфиболовых пироксенитов, дунитов-плаггиоклазовых перидотитов-троктолитов-оливиновых габбро и амфиболовых габбро. Мантийные перидотиты содержат жилы и тела дунитов, пироксенитов и габбро; кумулятивные породы секутся дайками и жилами неравномернозернистых (от пегматоидных до мелкозернистых) горнблендитов и плаггиоклаз-роговообманковых пород, диоритов, плаггиогранитов и плаггиоклазитов.

В Толовской и Отроженской пластинах ультрамафиты слагают тектонические чешуи и рассматриваются как часть офиолитового разреза. Толовской пластине выделяются чешуи метаперидотитов и амфиболовых габбро; метаперидотиты содержат дайки, сложенные гранатовыми

амфиболитами. В Отроженской пластине ультрамафиты и мафиты представлены комплексами кумулятивных дунитов-плаггиоклазовых перидотитов-троктолитов-оливиновых габбро и амфиболовыми габбро; габброиды интродуцированы жилами плаггиогранитов и плаггиоклазитов.

В ходе предшествующих исследований было установлено, что амфиболовые габбро Толовской пластины имеют раннепротерозойский возраст (799 ± 15 млн. лет, U-Pb SHRIMP возраст магматических цирконов) [Леднева и др., 2012]. Формирование жильных диоритов и плаггиогранитов, интродуцирующих кумулятивные породы Усть-Бельской и Отроженской пластин, происходило в позднем неопротерозое (575 ± 10 , 560 ± 17 и 547 ± 17 млн. лет, U-Pb SHRIMP и LA-ICP-MS возраст магматических цирконов) [Леднева и др., 2012; Тихомиров, 2010; Hayasaka et al., 2010]. Эти возрастные определения, с одной стороны, нуждаются в подтверждении, в том числе и другими методами (ввиду редкости цирконсодержащих пород среди ультрамафитов и мафитов террейна), а с другой стороны, требуют дополнительной информации о возрасте метаморфизма пород. Новые возрастные оценки были получены по единичным зернам роговых обманок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты плато для роговых обманок жильных пород Усть-Бельской пластины составляют 556 ± 14 (обр. UB7-77/1, диорит) и 589 ± 5 млн. лет (обр. UB7-115, горнблендит) и хорошо согласуются с U-Pb SHRIMP/LA-ICP-MS определениями возрастов по магматическим цирконам жильных пород.

Ультрамафиты и мафиты Усть-Бельской, Отроженской и Толовской пластин частично или полностью метаморфизованы, как и секущие их жильные породы. Однако интенсивность метаморфизма, проявленного в разных породах, различна. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты плато, отвечающих метаморфическим роговым обманкам в слабометаморфизованных (почти свежих) жильных породах Усть-Бельской пластины составляют 493 ± 8 (обр. UB7-77/1, диорит) и 482 ± 4 млн. лет (обр. UB7-115, горнблендит). В диорите метаморфизм проявлен в замещении андезина агрегатом олигоклаза и цоизита, и заполнении микротрещин анальцимом, кальцитом, пектолитом, пренитом и кальцитом. В горнблендите высоконатровая эденитовая роговая обманка замещается хлоритом, рутил – ильменитом и сфеном, в породе присутствует кальцит.

Однако для сильнометаморфизованных пород (как жильных, так и массивных) по амфиболом актинолитового состава получены среднетриасовые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты плато. Они составляют 238 ± 2 млн. лет (обр. UB7-60) для жильной плаггиоклаз-роговообманочной породы в метаперидотитах Усть-Бельской пластины; 240 ± 2 млн. лет (обр. UB8-108) для микродиорита дайки в метаперидотитах Отроженской пластины; 241 ± 4 млн. лет (обр. UB8-13, валовый состав породы) для гранатового амфиболита метаморфизованной дайки в метаперидотитах Толовской

платины и 251 ± 25 млн. лет (обр. UB8-15) для роговообманкового габбро той же пластины. Узкий интервал возрастов, полученный для разных пород из разных пластин террейна, позволяет предполагать региональный характер данного этапа метаморфизма. Полученные ранее для габброидов Усть-Бельской пластины $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты амфиболов, соответствующие 367.0 ± 12.5 и 383.9 ± 11.2 млн. лет [Паланджян и др., 2011], судя по отсутствию хорошо проявленных плато, отражают неполное переуравновешивание изотопной системы и, по-видимому, не имеют геологического смысла.

Таким образом, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование амфиболов указывает на два метаморфических события, проявленных в породах Усть-Бельского террейна – в раннем ордовике (~490-470 млн. лет назад) и среднем триасе (~250-240 млн. лет назад).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-01042, 11-05-00074, 10-05-00529).

Литература

Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

Леднева Г.В., Базылев Б.А. Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. Геохимия. 2012. № 1. С. 44–53.

Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.

Тихомиров П.Л. Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 5. С. 673–676.

Nayasaka Y., Moiseev A.V., Sokolov S.D., Ishiwatari A., Machi S., Ledneva G.V., Palandzhyan S.A., Bazylev B.A. Abstracts of the Russian – Japanese workshop symposium «Ophiolites and related complexes: significance for geodynamic interpretations». Moscow, GIN RAS, 2010. P. 11.

Геохимия и изотопный возраст цирконов из пород Березовского полигенного мафит- ультрамафитового массива (о. Сахалин, Россия)

Леснов Ф.П.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, lesnovfp@list.ru

Представлены более полные, чем ранее [Леснов и др., 2010], результаты исследований по геохимии (метод LA ICP-MS, ИГМ СО РАН) и изотопному возрасту (U-Pb метод, SHRIMP II, ВСЕГЕИ) цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (размеры 1,5 x 4,5 км, площадь выходов – около 8 км², местоположение 143° 51' в.д., 49° 50' с.ш.), который входит в

состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Массив включает три генетически самостоятельных и различных по петрографическому составу структурных элемента: 1) протрузия ультрамафитовых реститов (серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты); 2) прорывающий ее габброидный интрузив (габбро, габбронориты); 3) расположенная вдоль их границ контактово-реакционная зона, сложенная гибридными породами (верлиты, плагиоверлиты, вебстериты, клинопироксениты, габбро-пироксениты, такситовые оливиновые габброиды), которые также находятся среди габброидов в виде ксенолитов. В эндоконтактах габброидного интрузива с вмещающими терригенно-вулканогенными отложениями распространены гибридные габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. По материалам геолого-структурных наблюдений этот массив рассматривался в качестве мезозойского полихронного и полигенного мафит-ультрамафитового комплекса [Слодкевич, Леснов, 1976]. В результате проведенных исследований изучено более 160 отдельных кристаллов циркона из 18 образцов пород, представленных габброидами, габбро-пироксенитами, пироксенитами, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, а также трахиандезитами из вмещающей толщи. Суммарные содержания РЗЭ в этих цирконах варьируют в интервале 42-11867 г/т. Все их спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, имеющие очень крутой положительный наклон, осложнены интенсивными положительными аномалиями Се и менее интенсивными отрицательными аномалиями Еи. На мультиэлементных спектрах цирконов обычно присутствуют положительные аномалии Pb, Се, Th, U, Ta, Hf, а также отрицательные аномалии La, Pr, Eu, Nb, Ba и Rb. Содержания U составили <600 г/т, содержания Th <400 г/т. Между содержаниями этих элементов наблюдается положительная корреляция. При изучении изотопного возраста цирконов в каждой из проб пород было проанализировано от 6 до 11 их зерен. Полученные значения возраста варьируют в очень широком интервале не только в пределах общей коллекции образцов пород, но и во многих отдельно взятых образцах. Более часто значительные вариации возраста цирконов наблюдаются в образцах габбро-пироксенитов, пироксенитов, трахиандезитов. Около 34 % из состава общей выборки значений возраста приходится на интервал от 130 до 180 млн. лет и около 17 % - на интервал от 1000 до 3000 млн. лет. Содержания РЗЭ, U, Th, Nb, Rb, Sr, Hf, Ta, а также ряда других элементов-примесей увеличиваются ряду от более «древних» цирконов к более «молодым» (рис. 1). Кристаллы «древних» цирконов характеризуются пониженным уровнем катод-люминисцентного свечения и намного менее выраженной зональностью по сравнению с более «молодыми» цирконами. Цирконы с возрастом в интервале 130-180 млн. лет, как предполагается, кристаллизовались непосредственно при образовании габброидного интрузива. Этап формирования ультрамафитовых реститов (от 1000 млн. лет и более) зафиксирован в значениях возраста цирконов из продуктов

взаимодействия мафитовых расплавов с ультрамафитовыми реститами (пироксениты, габбро-пироксениты, оливиновые габбро и др.). Эти «древние» цирконы рассматриваются нами в качестве ксеногенных. Полученные изотопно-геохронологические данные хорошо согласуются с предложенной ранее моделью полихронного и полигенного формирования пород в составе мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитовых ассоциаций [Леснов, 1984, 1986]. Автор признателен В.Г. Гальверсену, В.Ф. Евсееву и И.Г. Ванганен за большую помощь, оказанную при выполнении этих исследований.

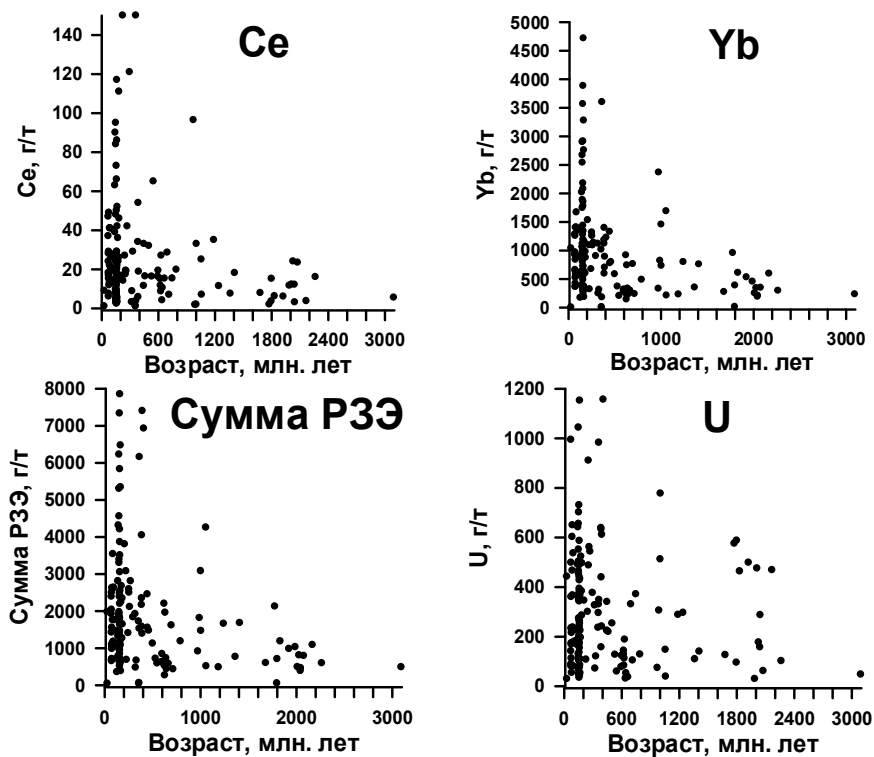


Рис. 1. Зависимость содержаний элементов-примесей в цирконах из пород Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива от их изотопного возраста.

Литература

- Леснов Ф.П. Известия АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 71-78.
 Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука. 1986. 136 с.

Леснов Ф.П., Гальварсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. Доклады РАН. 2010. Том 433. № 6. С. 792-795.

Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука. 1976. Том 10. С. 53-63.

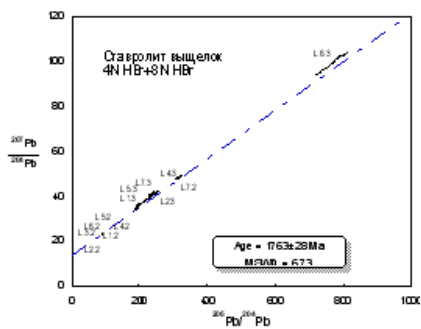
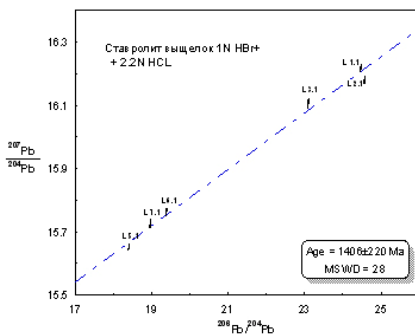
U-Pb геохимия ставролитов: новые методические подходы

Лобиков А.Ф., Левский Л.К.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Определение возраста и продолжительности эпизодов регионального метаморфизма в полиметаморфических комплексах является сложной задачей. В настоящее время, как правило, для этой цели используют акцессорные минералы, такие как циркон, монацит. Эти минералы позволяют с высокой точностью определить возраст геологического события, но привязка полученного возраста к конкретному этапу метаморфизма, на наш взгляд, не является всегда обоснованной. Использование ставролита в качестве геохронометра имеет ряд несомненных достоинств: ставролит имеет узкий интервал устойчивости по температуре, U^{+4} а также Pb^{+2} , входят в кристаллическую решетку ставролита [1], поэтому можно рассчитывать, что полученные U-Pb соотношения будут отражать возраст кристаллизации минерала. Были выбраны ряд образцов из высокоглиноземистых сланцев кейвской серии (Кольский п-ов), любезно предоставленных С.А. Бушминым. Изотопные исследования U-Pb системы ставролитов проводились методом ступенчатого растворения. Использовалась HBr (редуцирующая кислота) и HNO_3 (окисляющая кислота) в нескольких концентрациях. Метод ступенчатого растворения применялся при датировании по многим минералам [3-7]. Образцы ставролита дочищались под бинокулярным микроскопом, последовательно промывались трилоном Б, спиртом, водой, подкисленной HCl водой. Подготовленные пробы последовательно обрабатывались: 1- 1N HBr + 2.2N HCl (2:1) при 80 °C 1 час; 2- 4N HBr при 110 °C 20 часов; 3 – 8N HBr при 110 °C 20 часов; 4- 8N HBr при 110 °C 20 часов; 5- 15N HNO_3 при 110 °C 20 часов; HF + HNO_3 при 140 °C 72-96 часов; H_2SO_4 при 180 °C 24 часа, остаток после выщелачивания разлагался HF + HNO_3 при 140 °C в течение 96 часов. После каждой ступени выщелачивания проба промывалась три раза водой, первый промывной раствор добавлялся к выщелоку, остальные сливались. Выделение препаратов Pb и U проводилось на смоле AG 1x8 100-200 mesh в хлоридной форме с применением двухступенчатой очистки на микроколонках для Pb и

смолы UTEVA для U. Изотопный состав свинца и определение содержаний U и Pb производился на масс-спектрометре Finnigan 260. Результаты исследований приведены на графиках 1-4. Результаты последовательного воздействия кислот на выборку проб рассматривались на Pb-Pb графиках. Выщелоки 1N HBr + 2.2N HCl на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются на прямой, тангенс угла наклона которой соответствует возрасту 1406 ± 220 млн. лет. Выщелоки 4N HBr + 8N HBr аппроксимируются прямой отвечающей возрасту 1763 ± 28 млн. лет, и, наконец, остатки после выщелачивания и обработанный H_2SO_4 образец образуют регрессию со значением возраста 1852 ± 29 млн. лет. Значение возраста 1406 ± 220 млн. лет является омоложенным по сравнению с данными по циркону (2) и отражает воздействие на U-Pb систему ставролитов более молодых геологических процессов. Возраст полученный по выщелокам HBr совпадает, в пределах погрешности, с возрастом по циркону - 1763 ± 28 млн. лет. Возрастные данные, полученные по выщелокам HNO_3 и остаткам после выщелачивания на 30-50 млн. лет древнее этого значения. Условия растворения выщелоченных ставролитов не позволяют разлагать цирконы, которые могли бы удрежить возраст по ставролиту, урансодержащие фосфаты, такие как ксенотим и монацит, были удалены при обработке HBr и HNO_3 , на что косвенно указывает расположение экспериментальных точек на графике $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – остатки после выщелачивания имеют менее радиогенный свинец, чем кислотные вытяжки. Отсюда следует, что возраст метаморфизма высокоглиноземистых сланцев кейвской серии – 1852 ± 29 млн. лет.



Этапы фанерозойской активизации Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия) по данным локального изотопного изучения цирконов

Лохов Д.К.¹, Родионов Н.В.², Сергеев С.А.^{2,1}

¹*Геологический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург;*

²*ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

Современные методы локального изотопного анализа SIMS, LA-ICPMS позволяют получать принципиально новую информацию об образовании и эволюции горных пород, поскольку, в отличие от TIMS обладают высоким пространственным разрешением (10-20 мкм), соответствующим размерам зон роста минералов. Эти методы позволили получить новый большой объем информации об этапах активизации докембрийских пород и комплексов Балтийского щита. Установлено, что во многих случаях цирконы докембрийского возраста как частично теряют радиогенный свинец [1], так и происходит образование новых генераций цирконов, маркирующих этапы фанерозойской активизации [2, 3 и др.].

На территории Северного Приладожья было установлено, что некоторые магматические породы содержат как древние цирконы с конкордантной U-Pb системой, так и цирконы с нарушенной системой, тем не менее, надежно маркирующие термальные события с возрастом 250-500 млн. лет (габброиды массива Валимяки, пегматиты из Питкярантского купола).

При датировании поздних мелких интрузивов калиевых гранитов и пегматитов, связанных с Салминским массивом гранитов рапакиви (Хоппунваара, Торпусууо, Ниетъярви), нами было установлено, что помимо субконкордантных цирконов с возрастом в интервале 1480-1520 млн. лет, породы содержат отдельные кристаллы цирконов с возрастом от 230 до 500 млн. лет, которые характеризуются избыточным радиогенным гафнием [4]. Для них значение расчетного модельного возраста по гафнию (T DM Hf) ниже измеренного при помощи U-Pb системы (T UPb), т.е. они имеют низкотемпературный метасоматический генезис [3,4]. Присутствие в изученных породах новообразованных индивидуальных кристаллов цирконов, и отсутствие структур «древнее ядро – молодая оболочка», оставляет без однозначного ответа вопрос – являются ли обнаруженные кристаллы новообразованными, не контаминация ли проб это? Тем более, что детальное полевое и петрографическое изучение пород не дает оснований предполагать выраженных вторичных изменений в породах.

Для дальнейшего исследования этого феномена мы изучили образцы гранитов рапакиви Салминского массива I и II фаз внедрения в непосредственной близости от упомянутых объектов. Породы не несут

никаких видимых следов изменений, однако мы получили следующие результаты:

1. в породах содержатся кристаллы цирконов, как правило, со структурой «низкоурановое ядро (30-50 ppm) – относительно высокоурановая оболочка (150-600 ppm)». Измерения при помощи SIMS SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ показали, что все они субконкордантны, содержат менее 0,7% обыкновенного ^{206}Pb , и характеризуются типичной для магматических пород величиной $\text{Th}/\text{U}=0.4-0.8$. По ним возможно рассчитать значение возраста 1541 ± 12 млн. лет (средневзвешенное $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что полностью соответствует данным полученным при помощи ID TIMS [5].

2. В немногочисленных кристаллах цирконов из гранитов I фазы внедрения удалось обнаружить тонкие (менее 15 мкм) темные в катодоллюминисценции оболочки. Их изучение показало, что все они высокоурановые (4500-9500 ppm), сильно дискордантны, содержат от 0,7 до 40 % обыкновенного ^{206}Pb , и характеризуются пониженной величиной $\text{Th}/\text{U}=0.09-0.15$.

Полученные U-Pb данные формируют дискордию пересечениями 444 ± 15 и 1540 ± 15 млн. лет (рис. 1). Нижнее пересечение, на наш взгляд, отвечает реальному геологическому событию, которое не было датировано ранее методом TIMS, по-видимому, из-за сознательной дискриминации измененных фаз циркона. Высокоурановые тонкие оболочки цирконов, скорее всего, были практически полностью перекристаллизованы в ходе термального события девонского времени, обнаружение которого становится уже характерным для докембрийских пород Балтийского щита.

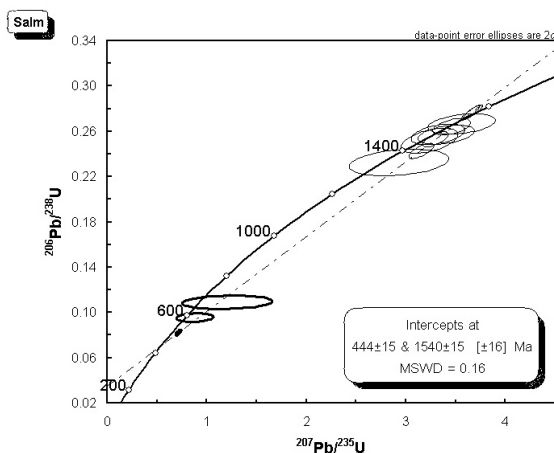


Рис.1. Диаграмма Аренса – Везерилла для цирконов из пород Салминского массива гранитов рапакиви. Жирными линиями обозначены эллипсы ошибок для тонких внешних высокоурановых оболочек цирконов.

Литература

1. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Толмачева Е.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Лохов К.И., Антонов А.В. Возраст и геохимия цирконов древнейших гранитоидов р. Выг, Юго-Восточная Карелия. // Геохимия, 2008, № 6, с.647-659.
2. Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Полеховский Ю.С., Лобиков А.Ф., Сергеев С.А. Полистадийные преобразования высокоуглеродистых пород людиковия Онежского прогиба. // Региональная геология и металлогения, 2010, № 41, с.66-79.
3. Палеопротерозойская Онежская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) отв. ред. Л.В.Глушанин, Н.В.Шаров, В.В.Щипцов. Петрозаводск, изд. Карельского научного центра РАН, 2011, 432 с. ISBN 978-5-9274-0456-8, с. 297-313.
4. Sundblad K., Lokhov D.K., Lokhov K.I., Sergeev S.A., Kapitonov I.N., Ivaschenko V.N. U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons from pegmatitoids and granite stocks connected with the Salmi Rapakivi Batholith, Ladoga area, Russia. Материалы XVIII Международной конференции «Рудный потенциал Щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма», Москва-Минск 9-16 сентября 2011, Минск «Право и экономика», 2011, с 121-123.
5. Amelin Yu., V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. Contib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353-368.

U-Pb и Lu-Hf системы в цирконах из пород разреза Онежской параметрической скважины (Карелия)

Лохов К.И.^{1,2}, Сергеев С.А.^{2,1}

¹*Геологический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург;*

²*ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

Онежская параметрическая скважина (ОПС) была пробурена по проекту Роснедра в 2006-2008 гг. на Заонежском полуострове с целью получения полного разреза палеопротерозоя Онежской структуры. Полученный керн был детально изучен, в частности, и изотопными методами в ЦИИ ВСЕГЕИ [1]. Кроме геохронологических исследований пород ОПС по цирконам, были осуществлены изотопно-геохимические исследования Lu-Hf системы в цирконах с целью ее сопоставления с Sm-Nd системой в породах для определения генезиса цирконов по методике [2].

Изучение цирконов из плагиомикроклиновых гранитов фундамента, вскрытого ОПС, показало, что даже в наименее измененных породах

цирконы испытали как частичную потерю радиогенного свинца, так и происходило образование новых генераций (структуры ядро-оболочка) при, не менее чем двух, стадиях преобразования породы. По ядрам цирконов возможно построить дискордию с параметрами 2820 ± 3 и 50 ± 50 млн.лет. Сопоставление изотопного состава гафния в цирконах и неодима в породах показывает, что значение возраста около 2820 млн.лет может отвечать времени магматического этапа образования гранитов, поскольку соответствующая фигуративная точка принадлежит полосе корреляции «terrestrial magma» (ТА) (рис. 1). На графике $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ - $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ показана траектория, по которой изменяются соответствующие расчетные параметры для этой породы при омоложении возраста за счет термических потерь свинца (ромбы с указанием значения возраста, для которого осуществлен расчет: курсивом в рамках). Положение ряда фигуративных точек ниже этой линии показывает, что оболочки цирконов испытали не только потерю радиогенного свинца, но и перекристаллизацию с захватом нерадиогенного гафния, что означает вовлечение в метаморфические преобразования более древних пород, чем вскрытые ОПС плагиомикроклиновые граниты.

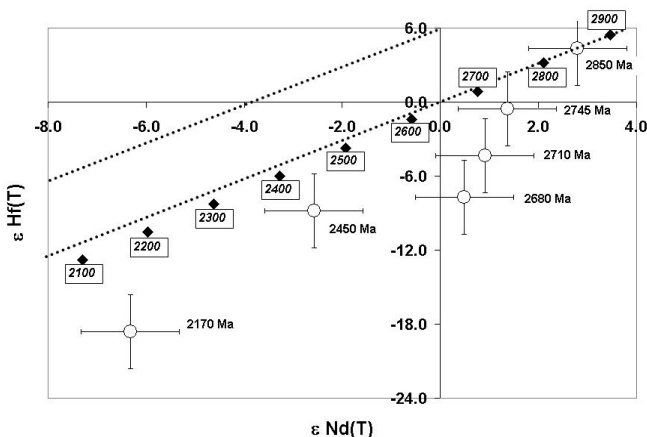


Рис. 1. Изотопная гафний-неодимовая систематика для плагиомикроклиновых гранитогнейсов. Пунктиром обозначена полоса корреляции для магматических пород ТА.

В вулканитах людиковия из ОПС содержатся: а) дискордантные цирконы по которым возможно оценить, что потери радиогенного свинца происходили в фанерозойское время в несколько этапов; б) новые генерации кристаллов цирконов, причем точность определения возраста при помощи SIMS SHRIMP не позволяет сделать однозначный вывод существуют ли

группы конкордантных цирконов, фиксирующих геохронологические рубежи 148, 165, 200, 300 и 650 млн.лет, или эти цирконы принадлежат к единой дискордии с параметрами 154 ± 6 и 619 ± 54 млн.лет.

Изучение Lu-Hf системы в этих цирконах из вулканитов показывает, что существует несколько возрастных групп цирконов, в которых содержится избыточный и последовательно все более радиогенный гафний. Эти цирконы могли образоваться при низкотемпературных флюидно-метасоматических процессах, при которых происходила перекристаллизация минералов вулканогенно-осадочной толщи с величиной отношения Lu/Hf около 0,15 (рис. 2). Этими минералами вероятнее всего являются фосфаты терригенных пород людиковия, т.е. образованные около 2000 млн.лет тому назад. Наличие мощной толщи солей в основании палеопротерозоя в разрезе ОПС [1] определяет циркуляцию в породах водно-галогеновых флюидов, обеспечивающих эффективный транспорт высокозарядных элементов: циркония и гафния. Цирконы с избыточным радиогенным гафнием, для которых значение расчетного модельного возраста по гафнию ($T_{DM\ Hf}$) менее измеренного при помощи U-Pb системы (T_{UPb}), маркируют фанерозойские этапы низкотемпературных метасоматических преобразований палеопротерозойских пород Онежской структуры.

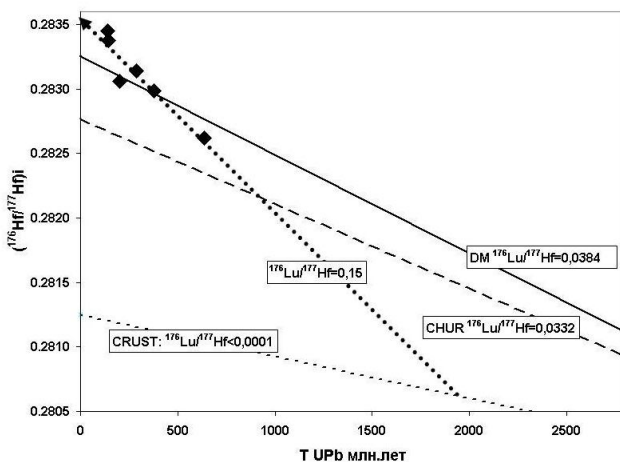


Рис. 2. Зависимость изотопного состава гафния в новообразованных цирконах от возраста их кристаллизации.

Литература

1. Палеопротерозойская Онежская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров,

В.В. Щипцов. Петрозаводск, изд. Карельского научного центра РАН, 2011, 432 с. ISBN 978-5-9274-0456-8.

3. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения, 38, 2009, с. 62-72.

Новые изотопные Sr-Nd характеристики магматических пород и руд Снежного бериллиевого месторождения

Лыхин Д.А.¹, Воронцов А.А.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГХ СО РАН, Иркутск

Одним из богатейших месторождений Восточно-Саянской бериллиеносной провинции является Снежное фенакит-берилловое. Оно расположено в труднодоступном районе Восточного Саяна в Хойто-Окинской зоне каледонид. Наиболее полная информация по геологическому строению месторождения приведена в работе [Шурига, 1975]. Снежное месторождение относится к берилловой формации (берилл-сланцевых метасоматитов) с богатыми берилл-фенакит-флюоритовыми рудами с содержанием BeO 0.9% [Куприянова и др., 2011]. Месторождение пространственно ассоциирует с щелочными гранитами огнитского комплекса и расположено в его апикальной части.

Геологический фон района месторождения определяют породы монгошинской свиты, условно относимые к позднему протерозою, и прорывающие их разнообразные плутонические породы. Породы монгошинской свиты имеют резко подчиненное распространение и наблюдаются в виде ксенолитов среди интрузивных образований. Они представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми сланцами, мраморизованными известняками. Плутонические породы отвечают проявлениям таннуольского (габброиды, диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты, гранит-порфиры и аплиты) и огнитского (сиениты, монцониты, граносиениты, щелочные граниты и лейкограниты) комплексов. Наиболее поздними являются дайки диабазов дарлинского комплекса. Непосредственно на самом месторождении установлены небольшие тела серых, среднезернистых биотитовых гранитов и аплитов таннуольского комплекса, а также щелочных гранитоидов огнитского комплекса. Наряду с ними, отмечаются многочисленные не выдержанные по простиранию и мощности (до 1 м) жилы и прожилки микроклинового и кварц-

микроклинового состава. Встреченные здесь дайки диабазов и диабазовых порфириров дарлинского комплекса сопряжены с трещинами меридионального простирания, занимающими секущее положение по отношению к рудоконтролирующим структурам.

Рудная минерализация сопряжена с зоной дробления, состав обломков определяют амфиболиты и биотитовые сланцы, а также лейкограниты. Главные рудные минералы – фенакит и берилл, имеющие примерно равную распространенность на месторождении (около 10 %). В большом количестве встречается флюорит от первых процентов до 25-30 %, в значительных количествах присутствуют кварц и микроклин (до 40 %), отмечаются биотит (5%), на остальные минералы приходится 5-7 % – это кальцит, амфибол, пирит, галенит, магнетит, циркон, сфен.

На Снежном месторождении нами были проведены Sr-Nd-изотопные исследования магматических пород и руд, позволившие оценить их источники. Изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН по методике описанной в работе [Richard et al., 1976]. Точность определения концентраций самария и неодима составила $\pm 5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ), средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составило 0.511894 ± 8 . На месторождении ранее были проведены геохронологические работы [Ярмолук и др., 2011] и установлен с помощью Rb-Sr-метода возраст бериллиевых руд – 306 млн. лет. Возраст гранитоидов таннуольского комплекса, определенный U-Pb-методом по цирконам [Козаков и др., 1998], имеет значение 451 ± 5.7 млн. лет. Возраст ассоциирующих с гранитоидами таннуольского комплекса габброидов, в районе устья р. Сенцы (30 км к юго-востоку от Снежного месторождения), был определен U-Pb-методом по цирконам и составляет – 305 ± 5 млн. лет (неопубликованные данные И.К. Козакова). На основе этих данных были рассчитаны величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ для бериллиевых руд и магматических пород на месторождение.

Известняки монгошинской свиты (рис.) имеют значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -3.14 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – 0.7083, амфиболиты из той же свиты, обогащены радиогенным неодимом +1.84 и обеднены радиогенным стронцием 0.7045. По величине $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ гранитоиды огнитского комплекса колеблются от -1.98 до -2.27 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – 0.7091-0.7096, находясь ближе всего к известнякам монгошинской свиты. Габброиды таннуольского комплекса по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ колеблются от +0.82 до -0.32 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – 0.7047-0.7049, практически совпадая с полем составов амфиболитов монгошинской свиты. Диабазовые порфириды дарлинского комплекса имеют значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -1.13 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – 0.7052. Берилл-фенакит-калиевополевошпат-флюоритовая руда имеет значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -0.69 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – 0.7064.

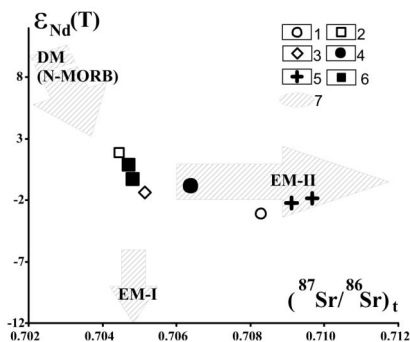


Рис. Изотопный состав ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ для пород Снежного месторождения.

1,2 отложения монгошинской свиты: 1 – известняк, 2 – амфиболит; 3 – диабазовые порфириды дарлинского комплекса; 4 – Ве руда; 5 – гранитоиды огнитского комплекса; 6 – габброиды таннуольского комплекса; 7 – поле составов мантийных источников (EM-I, EM-II) и N-MORB.

На месторождении чисто мантийных по источникам пород нет. На графике $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ –($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t (рис.) видно, что поле составов основных пород месторождения: габброидов таннуольского комплекса и диабазовых порфиритов дарлинского комплекса, а также вмещающих амфиболитов, находится ближе всего к умеренно деплетированным мантийным источникам. Эти породы были сформированы с участием континентальной коры. Изотопный состав Ве руд месторождения располагается между изотопными составами известняков, синрудных гранитоидов огнитского комплекса и основных пород. Учитывая, что в составе Ве руд месторождения практически отсутствует карбонаты, скорее всего, формирование оруденения было связано с взаимодействием производных щелочно-гранитных магм огнитского комплекса с вмещающими основными породами – амфиболитами монгошинской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 12-05-00533.

Литература

Шурига Т.Н. Биотит-флюорит-фенакит-берилловый тип // Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия М.: Недра, 1975. С. 112–118.

Козаков И.К. и др., Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // ДАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 514–517.

Куприянова И.И. и др., Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. С. 353.

Ярмолук В.В. и др., Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 4. С. 390–400.

Richard P. et al. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer. An application to oceanic basalts // Earth. Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.

U-Pb возраст и Hf-Nd изотопная систематика карбонатитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Россия)

Малич К.Н.^{1,2}, Баданина И.Ю.¹, Белоусова Е.А.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург,

²ARC GEMOC, Университет Маквори, Сидней, Австралия

Значительный разброс геохронологических и изотопно-геохимических данных для породных ассоциаций, формирующих Гулинский массив ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами на севере Сибирской платформы, предопределяет возможность контрастной интерпретации их генезиса [1-10 и др.].

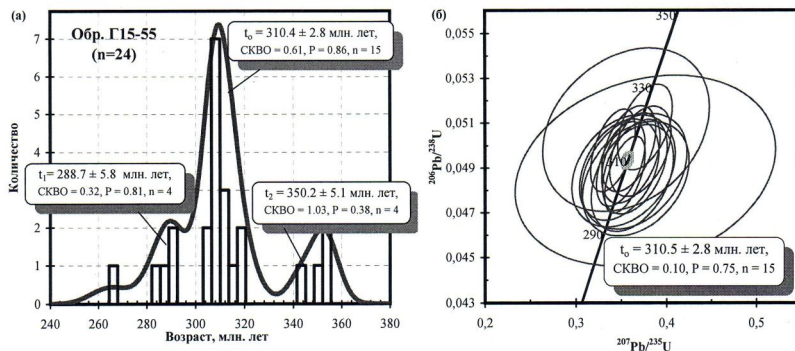


Рис. 1. Гистограмма частоты встречаемости U-Pb возраста (а) и пример конкордантного возраста (б) бадделеита из карбонатита Гулинского массива (обр. Г15-55).

В настоящем сообщении обсуждаются результаты уран-свинцового датирования и Lu-Hf изотопной систематики бадделеита карбонатитов Гулинского массива, а также Hf-Nd изотопной систематики слагающих его пород. Результаты U-Pb датирования бадделеита характеризуются тремя возрастными кластерами (288.7 ± 5.8 ; 310.4 ± 2.8 и 350.2 ± 5.1 млн. лет, LA MC-ICP-MS, GEMOC, Macquarie University, Australia, Рис. 1). Для наиболее представительного кластера бадделеит характеризуется U-Pb конкордантным возрастом 310.4 ± 2.8 млн. лет (среднеквадратичное отклонение = 0.61, вероятность = 0.86; $n = 15$, Рис. 16). Ранее спектр более молодых возрастов был получен $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изохронным методом (250.0 ± 8.7 млн. лет [10]) для

совокупности преимущественно щелочно-ультраосновных пород Гулинского массива и Sm-Nd методом (231 ± 70 млн. лет [3]) для сходной ассоциации пород. Более древние значения возраста характеризуют ультрамафиты, для которых Sm-Nd изохронный возраст дунитов (711 ± 140 млн. лет [7]) согласуется в пределах погрешности с модельным Os-изотопным возрастом хромитов и Os-Ir сплавов (616 ± 8 млн. лет [5]).

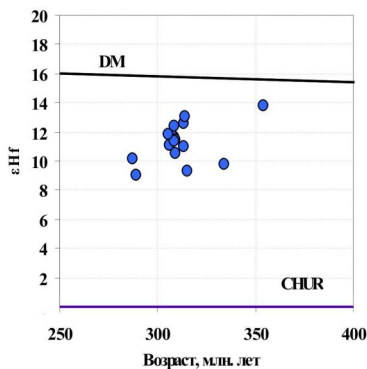


Рис. 2 (слева). Hf-изотопная эволюционная диаграмма (эпсилон гафния от U-Pb возраста) для бадделеита карбонатитов Гулинского массива. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и хондритового универсального резервуара (CHUR). Параметр ϵ_{Hf} рассчитан с использованием константы распада $^{176}\text{Lu} = 1,865 \times 10^{-11}$ г-1 [12] и параметров CHUR по данным работы [11].

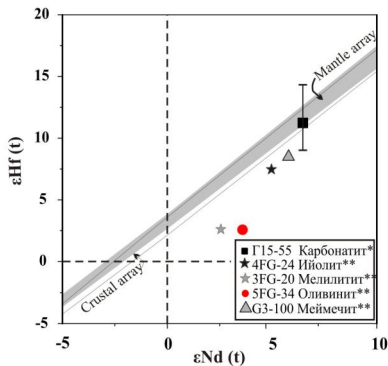


Рис. 3 (справа). Диаграмма эпсилон Hf – эпсилон Nd для пород Гулинского массива. * - среднее значение и вариации начального изотопного состава Hf бадделеита из карбонатита (обр. Г15-55, см. рис. 2). ** - данные по [9]. Поля составов для мантийной и коровой совокупности пород (mantle-crustal array) по [13].

Для характеристики источника силикатного вещества Гулинского массива на рис. 2 и 3 представлены вариации начального изотопного состава гафния бадделеита карбонатитов и начальных изотопных составов гафния и неодима в породах. Наиболее деплетированный компонент ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim 6.6$, ϵ_{Hf} от 9.1 до 13.9) выявлен для карбонатитов (Рис. 2). При этом карбонатиты, ийолиты и меймечиты (Рис. 3) образуют сообщество пород, для которых характерны параметры близкие к таковым «ювенильного» мантийного источника. Данные породы характеризуются более «радиогенным» изотопным составом неодима и гафния по сравнению с оливинитами и мелилититами (Рис. 3), что свидетельствует о вкладе разных источников вещества для этих пород. По мнению Л.Н. Когарко и Р.Э. Зартмана [10]

одним из источников мог являться нижнемантийный плюм, для которого характерны составы близкие к CHUR.

Использование U-Pb и Nd-Hf изотопной информации в нашем исследовании является ключевой для интерпретации возраста и источника силикатного вещества для наиболее поздних образований Гулинского массива. Полученные результаты не противоречат сделанному ранее выводу о полигенной природе Гулинского массива [6], для которого характерны полихронные комплексы (клинопироксенит-дунитовый и ийолит-карбонатитовый) со свойственной каждому из них ассоциацией пород и металлогенической специализацией.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант 09-05-01242-а), Министерства образования и науки России (Гос. контракт 02.740.11.0726) и программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015 УрО РАН).

Литература

[1] Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.

[2] Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.

[3] Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. // Геохимия. 1996. № 2. С. 186-189.

[4] Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

[5] Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. // Доклады РАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 83-87.

[6] Малич К.Н., Лопатин Г.Г. // Геология рудных месторождений. 1997. № 3. С. 247-257.

[7] Мамаева Е.И. Минерагения ультрабазит-карбонатитовых массивов севера Сибирской платформы. Автореф. дис... к.г.-м.н. СПб: ФГУП «ВНИИОкеангеология». 2006. 22 с.

[8] Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.А. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293-1334.

[9] Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. № 11. Q11014, doi:10.1029/2006GC001342.

[10] Kogarko L.N., Zartman R.E. // Mineralogy and Petrology. 2007. V. 89 № 1-2. P. 113-132.

[11] Blichert-Toft J., Albarède F. // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 48. P. 243-258.

[12] Scherer E., Munker C., Mezger K. // Science. 2001. V. 293. P. 683-687.

[13] Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 168. P. 79-99.

Оценка химического выветривания горных пород по изотопным данным

Малов А.И.

ИЭПС УрО РАН, Архангельск

Фундаментальная задача геохимии: определение скоростей реакций в системе «вода-порода» решается главным образом на основе лабораторных экспериментов, которые показывают значительно более высокие (до шести порядков) значения, по сравнению с измеренными *in situ*. В природных условиях наиболее широко применяются определения скоростей выветривания по подземному химическому стоку, сформированному за счет взаимодействия воды с водовмещающими породами. Однако эти оценки касаются значительных водосборных площадей, то есть, дают усредненные региональные значения. Исследования выветривания минералов в почве и элювии, напротив, характеризуют локальные специфические условия зоны аэрации. Число оценок скоростей реакций минерал-жидкость в полностью насыщенных природных системах без тесного контакта с атмосферой крайне невелико, несмотря на большое количество выполненных геохимических исследований таких систем.

В данном докладе предпринята попытка оценки скоростей объемного растворения алюмосиликатов венда с использованием информации о распределении изотопов ^{234}U и ^{238}U в подземных водах и горных породах. Возможности таких оценок вытекают из свойств этой изотопной системы: два нуклида находятся в одной и той же цепочке радиоактивного распада. Поэтому их отношение обратно отношению постоянных распада в ненарушенной, закрытой системе, находящейся в радиоактивном равновесии. Горные породы и минералы сохраняют равновесное отношение активностей, равное единице, если они не были затронуты в последнее время физическими или химическими процессами, такими как измельчение или выщелачивание, то есть являются монолитными. Поэтому породы водоупоров практически однородны по $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

Отложения водоносных горизонтов частично теряют промежуточные продукты распада урана из-за эффектов альфа-отдачи. Эффект отдачи вызывает в них снижение отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ по сравнению с равновесным значением, в результате чего появляется избыток ^{234}U в подземных водах [Чердынцев, 1955].

Этот эффект наиболее проявляется на стадии осаждения осадка и диагенеза в слаболитифицированном состоянии, когда его пористость составляет порядка 0.7 [Maher et al., 2004] и он представляет идеальную пористую среду. Однако, для крупных зерен и их агрегатов (> 65 мкм), относительная потеря ^{234}U мала, ввиду того, что отношение концентраций

урана в воде обычно на 2-3 порядка ниже, чем в породе; и равновесное отношение активностей, равное единице, практически сохраняется в осадке, а затем и в водовмещающей породе. Для зерен размерностью ила и глины (65-1 мкм), порядок потерь ^{234}U при фракционировании составляет от нескольких процентов до 50 % [DePaolo et al., 2006].

Таким образом, жидкости в контакте не только с мелкозернистым, но любым материалом горных пород, как правило, имеют отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, которые превышают равновесное значение, иногда в 20 раз. Величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в условиях низкой пористости и крупных размеров фракций пород зависит от площади взаимодействия вода-порода, концентраций урана и времени взаимодействия. Если твердая фаза одновременно растворяется, в процессе растворения в жидкость поставляется U с низким отношением активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, обычно примерно равным 1. Таким образом, изотопный состав воды отражает баланс между эффектами альфа-отдачи и скоростью растворения горных пород.

Чем выше $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, тем ниже скорость растворения пород и наоборот. Чем ниже концентрация урана в воде, тем ниже скорость растворения пород или меньше время взаимодействия вода-порода. Чем выше концентрация урана в воде, тем выше скорость растворения пород или больше время взаимодействия вода-порода. Поэтому для измерения *in situ* скоростей растворения пород необходима по меньшей мере информация об отношениях активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрациях урана в подземных водах и горных порода.

С помощью этих параметров, определенных ранее и приведенных в опубликованных работах по распределению урана в водоносных горизонтах на территории Северо-Двинской впадины, расположенной в зоне сочленения Балтийского щита и Мезенской синеклизы [Малов и др., 2009], проведена оценка времени взаимодействия вода-порода и скоростей растворения алевролитов венда. Оценки выполнены на основе уравнений массового баланса урана в закрытой системе водоносного горизонта, в которой переход урана в воду начинается с момента поступления воды в водоносный горизонт [Малов, 2011, 2012].

Время взаимодействия вода-порода (t) определено по формуле:

$$t = \ln(k^{-1})/\lambda_2,$$

где $k = 1 - c_{1\text{вод}} \times (\gamma_{1\text{вод}} - 1) / M_s \times c_{1\text{порода}} \times p$; $M_s = \rho_{\text{пл}} \times (1 - n) / \rho_{\text{вод}} \times n$; $c_{1\text{вод}}$, $c_{1\text{порода}}$ – концентрации урана в воде и породе, соответственно; $\gamma_{1\text{вод}}$ – отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в воде; p – вероятность выхода ^{234}U в воду при распаде ^{238}U в породе: $p = 0.235 \times S \times L / (1 - n)$, где S – площадь взаимодействия вода-порода в $\text{см}^2/\text{см}^3$ горной породы; L – длина пробега атома отдачи ^{234}Th ; n – пористость. При $S = 0.5 \text{ м}^2/\text{см}^3$, $L = 3 \cdot 10^{-6} \text{ см}$, $p = 0.45\%$.

Скорость растворения определена по формуле: $R_d = c_{1\text{вод}} / M_s \times c_{1\text{порода}} \times t$.

Результаты расчетов показали, что скорость растворения максимальна ($1.86 \cdot 10^{-8}$ лет⁻¹) для пород, вскрываемых колодцами, в которых циркулируют наиболее молодые (~700 лет) и агрессивные воды, и снижается до $2.31 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹ по мере увеличения возраста воды до 130 тыс. лет, повышения ее минерализации и снижения степени неравновесности с вмещающими породами. Высокая степень фракционирования изотопов урана обусловлена низкими скоростями химического растворения пород и низкими темпами водообмена, а также высокой дисперсностью материала водовмещающих пород, благодаря чему на первый план выходят процессы их радиационного выщелачивания.

Литература

Чердынцев В.В. Об изотопном составе радиоэлементов в природных объектах в связи с вопросами геохронологии // В «Труды третьей сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций». - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - С. 175-233.

Mahe K., DePaolo DJ., Lin J.C.F. Rates of silicate dissolution in deep-sea sediment: in situ measurement using U-234/U-238 of pore fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - Vol. 68. – 2004.- P. 4629–4648.

DePaolo DJ, Mahe K, Christensen JN, McManus J. Sediment transport time measured with U-series isotopes: Results from ODP North Atlantic drift site 984 // *Earth and Planetary Science Letters.* - Vol. 248. - No. 1-2. – 2006. - P. 394-410.

Малов А.И., Киселев Г.П., Рудик Г.П., Зыков С.Б. Изотопы урана в подземных водах венда Мезенской синеклизы // *Водные ресурсы* - Т.36. - №6. - 2009. - С. 711-721.

Malov AI. On dating of groundwater with a high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and Eh > 100mV // *Mineralogical Magazine* - Vol. 75. - No. 3. - 2011. - P. 1395.

Малов А.И. Использование четных изотопов урана в качестве гидрогеологических индикаторов // *Водные ресурсы.* – 2012. (в печати).

Датирование магматических образований горного Дагестана

**Магомедов Ш.А.¹, Расулов Г.С.¹, Магомедов А.Ш.¹,
Чупалаев Ч.М.¹**

¹Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Район верхнего течения бассейна р. Ахтычай, где расположен Хнов-Борчинский рудный район, с точки зрения магматизма, является весьма интересным. Это единственное место на северном склоне Восточного и Юго-Восточного Кавказа, где совместно с основными изверженными породами

встречаются кислые. Все изверженные породы Хнов-Борчинского рудного района представлены исключительно жильной серией. Они образуют дайки мощностью от нескольких см до 15-20 м и более.

Дайки простые выполнены породами диоритового и диабазового составов. В сложных дайках в центральной части развиты плагио-гранит-порфиры, а в краевых частях диоритовые и диабазовые породы. Вмещающие породы относятся преимущественно к глинистым сланцам.

С дайками диабазов и диоритов ассоциирует медно-пирротинное оруденение, залегая либо непосредственно в дайках, либо на их контактах.

Вопрос о генезисе рудных проявлений является спорным, поэтому представляет интерес определение возраста даек и вмещающих пород. Были исследованы дайки простого и сложного типов. Простая дайка 50-1/72 расположена примерно в 250 м на С-3 290 °С от р. Огальметхет за поворотом, прямо у р. Ахтычай. Обнаруженная дайка диабазовая мощностью 2,5 м. Диабаз темно-серый с пиритом. Видимая протяженность дайки 50 м. Сланцы черные игольчатые. Образцы 50-1 и 50-7 отобраны в 2 м от контакта с дайкой.

Дайка 54-1/72 имеет сложный состав. В центре развит гранит-порфир, по краям диабаз, а в висячем боку 20 см прослойки роговика. В лежачем боку с диабазом непосредственно контактирует з/с роговики с непостоянной мощностью из-за неровности контактной линии (мощностью от 0,2 до 20 м). Контактные линии гранит-порфира и диабазов неровные, поэтому мощности этих разновидностей варьируют в пределах 1-2 м. В дайке развиты вертикальные и горизонтальные трещины до 0,05 м.

Результаты определения абсолютного возраста даек сложного (54-1/72) и простого (50-1/72) типов представлены в таблице.

Таблица

№ даек	K, %	Ar ⁴⁰ , нмм ³ /г	Возраст, млн. лет
54-1/72	2,468	0,0312	200
54-2/72	3,000	0,0277	155
54-3/72	1,200	0,0157	211
54-4/72	3,000	0,0270	148
54-5/72	0,314	0,00198	105
54-6/72	0,713	0,0078	178
54-7/72	2,62	0,0250	156
54-8/72	2,62	0,023	144
54-9/72	2,62	0,0225	141
54-10/72	0,60	0,0088	230

54-11/72	0,31	0,00325	172
54-12/72	0,30	0,00342	186
54-13/72	2,62	0,0238	150
54-14/72	2,88	0,0272	155
54-15/72	2,62	0,0213	134
54-16/72	2,62	0,0270	170
50-1/72	2,835	0,02	117
50-1/72	2,835	0,02	117
50-2/72	2,620	0,0159	102
50-3/72	1,048	0,0065	103
50-4/72	0,2775	0,0023	136
50-5/72	0,592	0,0065	175
50-6/72	2,295	0,0181	129
50-7/72	2,736	0,025	151

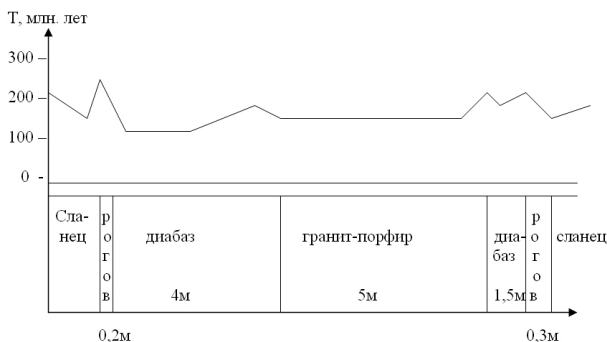


Рис. Изменения калий-аргонового возраста по сечению сложной дайки (54-1/72)

Цифры абсолютного возраста колеблются от 100 до 200 млн. лет. Содержание калия и аргона-40 в гранит – порфире нормальное и дает возраст примерно в 150 млн. лет.

В диабазах содержания калия и аргона-40 малые, значения возраста в различных точках сечения дают ощутимые отклонения. В целом, можно предположить, что внедрение кислого расплава происходило по центральной части еще не остывшего расплава.

Возраст исследованной сложной дайки оценивается в 150 млн. лет.

Дальнейшие исследования возрастных данных магматических образований горного Дагестана позволят выявить возрастную связь образования рудных проявлений с этапами магматической активности.

Корректное вычисление возраста и его погрешностей по координатам точки на графике с конкордией

Мельников Н.Н.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Изотопные датировки, полученные методами локального датирования (SHRIMP, лазерная абляция) составляют в настоящее время более половины всех публикуемых возрастных определений. Популярность этих методов обеспечивается внушительностью объема представляемого экспериментального материала и сочетанием их производительности с легкостью превращения данных измерений в значения возраста с помощью программ SQUID и Isoplot. Эти же их достоинства приводят к появлению работ, результаты и выводы которых довольно сомнительны. Мерилами качества изотопной датировки являются обоснованность привязки состояния исследованной изотопной системы к конкретному этапу существования породы и погрешность, с которой датировка получена. В значительном числе работ последнего десятилетия значения полученных изотопных возрастов и их погрешности рассчитаны и указаны некорректно.

Ценность математического аппарата для вычисления значения возраста, обобщающего многие экспериментальные данные, реализованного в программе Isoplot, не вызывает сомнений, однако некоторые моменты этого аппарата и этой программы нуждаются в коррекции.

В руководстве пользователя к программе Isoplot [Ludwig, 2008] ее автор, излагая свои представления о том, как следует использовать статистические характеристики получаемых значений возраста для оценки его значимости, справедливо указывает, что единственно правильной и геологически значимой оценкой погрешности значения возраста, полученного по ограниченному объему экспериментального материала, является его односторонний 95 % доверительный интервал. При вычислении взвешенных оценок это подразумевает умножение стандартного отклонения величины возраста на 1.96 и на квадратный корень из среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) в тех случаях, когда $СКВО > 1$. СКВО превышающий 1, указывает на отклонение природной системы от идеальной модели или на некоторую неоднородность изучаемого материала, что должно быть учтено при вычислении неопределенности полученной оценки. Вычисляя возраст по

координатам центра тяжести точек на диаграмме с конкордией, нужно иметь в виду, что стандартные отклонения координат центра тяжести точек должны учитывать не только заданные погрешности измерений, но и разброс точек вокруг него, когда он превышает экспериментальные ошибки. Если не известна причина, вызвавшая неоднородность точек, и нельзя построить модель коррекции экспериментальных погрешностей, следует вычисленные стандартные отклонения координат центра тяжести умножить на квадратный корень из СКВО. Поскольку эти рекомендации часто игнорируются, что допускается программой Isoplot, представляется полезным ужесточить требования к вычислению и формату публикации погрешностей получаемых результатов исследований.

Существенным моментом программы Isoplot является вычисление наилучшей оценки возраста, соответствующего конкордантной экспериментальной точке в координатах Аренса-Везерилла и погрешностям ее координат, выполняемое по схеме Concordia age [Ludwig, 1998]. Необходимость учета конкордантности точки при вычислении наилучшей оценки возраста и способ ее учета встречают возражения. Физического определения конкордантности и ее математического выражения, как известно, не существует, поэтому учет конкордантности в схеме вычисления наилучшей оценки возраста не представляется корректным. Введение условия конкордантности в вычисления по схеме Concordia Age приводит фактически к тому, что вместо вычисления возраста, соответствующего данным, полученным в эксперименте, программа ищет на конкордии точку, соответствующую мнению исследователя о конкордантности изотопной системы материала.

Результатами обсуждаемого способа вычисления наилучшей оценки возраста являются часто наблюдаемые случаи выхода значения Concordia Age за пределы интервала возрастов, вычисляемых по отдельным парам изотопов U-Pb* системы (звездочка означает радиогенную составляющую элемента [изотопа]), и, например, уменьшение значения Concordia Age с увеличением $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$ координаты точки при некоторых значениях коэффициента корреляции ошибок ее координат. И то и другое указывает на несоответствие получаемого результата действительному состоянию изотопной системы.

Более адекватным способом расчета наилучшей оценки возраста представляется вычисление средневзвешенного значения (из полученных по отношениям $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$) возраста T_W в соответствии с соотношениями метода максимального правдоподобия:

$$w_{206} = 1/s_{206}^2, \quad w_{207} = 1/s_{207}^2,$$

$$T_W = (T_{206}w_{206} + T_{207}w_{207}) / (w_{206} + w_{207}).$$

соответственно, S_{206} и S_{207} – их стандартные отклонения, а W_{206} и W_{207} – статистические веса этих возрастов. Стандартное отклонение рассчитанного значения возраста (s_T) вычисляется следующим образом:

$$c = \rho s_{206} s_{207}, \quad Z = s_{206}^2 s_{207}^2 - c^2,$$

$$Q_{11} = s_{207}^2 / Z, \quad Q_{22} = s_{206}^2 / Z, \quad Q_{12} = -c / Z,$$

$$s_T^2 = 1 / (Q_{11} + Q_{22} + 2Q_{12}).$$

Здесь: T_{206} и T_{207} – возрасты, вычисленные по отношениям $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, где ρ – коэффициент корреляции погрешностей возрастов, не отличающийся от коэффициента корреляции погрешностей по осям координат. СКВО (конкордантности) средневзвешенного значения возраста вычисляется по формуле:

$$M = (T_W - T_{207})^2 Q_{22} + (T_W - T_{206})^2 Q_{11} - 2(T_W - T_{207})(T_W - T_{206}) Q_{12}.$$

Погрешность значения T_W составляет $\pm 1.96 \cdot s_T \cdot M^{1/2}$, если $M > 1$, и $\pm 1.96 \cdot s_T$, если $M \leq 1$.

Вычисленное таким образом значение возраста учитывает все данные, полученные в эксперименте, имеет меньший СКВО конкордантности и, следовательно, меньший 95% доверительный интервал (если СКВО все же больше 1), чем значение, рассчитанное по схеме Concordia Age.

Корректное и единообразное вычисление и представление неопределенностей возрастных оценок позволит в значительной мере снизить число недостаточно обоснованных геологических заключений в публикациях. Возможно, во избежание некомпетентного или недобросовестного использования изотопных данных, следует изменить формат представления изотопного возраста в геохронологических работах и вместо вычисленного значения возраста указывать возрастной интервал, в котором с наибольшей вероятностью имело место датированное событие.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и при поддержке РФФИ (проект 11-05-00867).

Литература

Ludwig K.R. Geochim.Cosmochim. Acta, 1998 V.62, №4, pp.665-676.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.70. Berkeley Geochronology Center Spec.Publ. 2008, №4, 77 p.

К интерпретации данных метода $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Морозова И.М.¹, Левский Л.К.²

¹ИГГД РАН, Санкт Петербург;

²ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Первые данные нейтронно-активационного метода ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) были получены более полувека тому назад [1] с целью определения возраста каменных метеоритов. Облучение вещества быстрыми нейтронами в реакторе трансформирует ^{39}K в ^{39}Ar по реакции n, p , что позволяет используя одну навеску и один прибор измерить содержание радиогенного аргона и радиоактивного изотопа ^{40}K определить возраст путём сравнения измеренных данных с данными для стандартного образца. Этим определяется исключительное аналитическое преимущество метода по сравнению с традиционной. В самом начале было обнаружено ещё более важное достоинство метода—ступенчатый нагрев минерала с измерением величины отношения $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ на каждой ступени, что как-будто давало возможность реконструировать температурно-временную эволюцию исследуемых пород и минералов. Пионерские работы с использованием метода $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ проводились, как указано выше, с использованием вещества метеоритов, а начиная с 1970 г. и лунного вещества, таким образом, вакуумные условия эксперимента были эквивалентны космическим условиям. Более того, в калий-содержащих минералах метеоритов и Луны (плаггиоклазы, пироксены) практически отсутствует флюидная фаза, что позволяет рассчитывать на сохранение кристаллической структуры без при увеличении температуры. Полномасштабное использование метода ступенчатого нагрева для земных минералов и интерпретация полученных данных требует куда большей осторожности. Форма возрастного спектра в этом случае может деформироваться по ряду причин: 1. дегидротация и дегидроксиляция водосодержащих минералов (слюды, амфиболы) в процессе нагрева в вакууме, что выводит их из зоны устойчивости и тем самым искажает температурно-временную историю, 2. радиационная отдача ^{39}Ar и его непредсказуемое распределение по структуре минерала, вплоть до частичной потери из минерала , либо в окружающую сред либо в другую минеральную фазу, в которой калий по определению отсутствует (хлорит), 3. образование радиационных дефектов в решетке за счёт облучения быстрыми нейтронами и их влияние на характер миграции изотопов аргона.4. возможное и трудно контролируемое присутствие избыточного радиогенного аргона (биотиты, амфиболы, плаггиоклазы), хотя в ряде последующих исследованиях были сделаны более или менее удачные попытки идентифицировать положение избыточного аргона [2]. Однако в целом структура возрастного спектра земных минералов остается далекой от полного понимания и объяснения. Тем не менее, несмотря на отменные трудности в

практику исследований вошло понятие «плато», которое было сформулировано следующим образом [3]: «Общее определение плато принятое на основании соглашения широкого круга исследователей должно состоять из трех последовательных ступеней в спектре, имеющих совпадающее значение возраста». В дальнейшем это общее определение было уточнено [4]: три сегмента спектра должны содержать не менее 50 % всего содержания ^{39}Ar . Однако некоторые из «широкого круга» исследователей нарушили принятую «конвенцию» и предложили как более жесткие условия для плато – не менее 70 % содержания ^{39}Ar , так и более мягкие – не менее 30 % [5]. Если указанные условия «плато» не выполняются, то ранг плато снижается до «псевдо-плато», которое используется для определения «некоторого относительно плоского спектра» [4] или «горбатого спектра» [7], по видимому близким к последнему является и «почти-плато» (near plateau [7]). Если оценка возраста проводится по сумме сегментов содержащих ~20 % ^{39}Ar , то плато определяется как «мини-плато» [9] и даже как «типа плато» (plateau-type). Из сказанного следует, что все используемые определения плато произвольны и субъективны (несмотря на участие «широкого круга» исследователей и не могут иметь объективное количественное содержание, особенно в случае нескольких плато в спектре [10]. Любой вид плато представляющего большую или меньшую часть спектра, включающего только долю ^{39}Ar и ^{40}Ar , не может соответствовать возрасту минерала в целом. В свое время в работах посвященных возможной интерпретации возрастных спектров [11] нами предлагалась соответствующая терминология: плато, лестница вверх, лестница вниз, но при этом учитывалось, что прямого отношения к реальному (измеренному) возрасту минералов эти понятия не имеют, во всяком случае до того времени, когда мы приблизимся к пониманию природы как спектра в целом, так и отдельных сегментов. Пока надо (хотя и отчасти) согласиться с цитируемым ниже предложением: «несерьёзно (unwise) придавать геологическое значение отдельным фракциям спектра, содержащим менее 20 % общего содержания ^{39}Ar » [12]. А при 30 % придавать значение можно? В настоящее время большая часть данных полученных методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ используется для реконструкции T-t эволюции метаморфических комплексов совместно с другим минералами и другими изотопными системами, для которых, как известно, параметр «плато» отсутствует. Даже если взять только калий содержащие минералы, в том числе те для которых возрастной спектр не содержит плато, то какие возрастные значения следует разместить на кривой? Возраст биотитов определяется и методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и Rb/Sr методом. Какую часть спектра выбрать для сравнения с рубидий-стронциевыми данными? Очевидно для любых исследований, в которых проводится сравнение результатов полученных различными методами следует использовать только сумму всех фрагментов спектра, т.е. интегральный возраст. К такому же выводу приходят исследователи, использующие метод $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$: «Возрастные спектры метаморфических минералов обычно сложны и трудны для интерпретации, как с аналитической, так и геологической точки

зрения. Плато или псевдо–плато не имеют преимущества по сравнению с интегральным возрастом, поэтому мы используем только последний» [8]. Геохронологический и геологический смысл и значение каждого сегмента возрастного спектра пока не установлены как экспериментально и теоретически, так и с кристаллохимической и кристаллофизической точки зрения. Никакие «договоренности» сколько угодно широкого круга исследователей не имеют отношения к точным наукам, если конечно изотопная геохронология в частности и геология в целом претендуют на такую квалификацию. В тоже время трудно не согласится со следующей оценкой спектрального метода: «Величайший потенциал метода $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ лежит в ступенчатом нагреве, в результате которого получается возрастной спектр» [12]. Однако чтобы реализовать этот потенциал необходимы усилия, может быть не одного поколения исследователей, которые приведут к пониманию всех деталей возрастного спектра и его полноценному использованию.

Литература

- [1] Merrihue C., Turner G.// J.Geoph.Res.1966.V.71. P.2852;
- [2] Морозова И.М. и др.//Геохимия.1975.№5.С.684.;
- [3] Mc.Dougal, Harrison T.M. // $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method geochronology.L.1988.
- [4] Min K. et al // Earth Plan.Sci.Lett.2001.V.185.P.121.
- [5] Piercey P. et al //Prec.Res.2007.V.157.P.127.;
- [6]Fraser G.L. et al //Prec.Res.2008.V.164..P.50.;
- [7] Willingers B.J.A. et al// J. Geology.2002.V.110.P.503.;
- [8] Dahl P.S.,Folland K.A.// Am.Mineralogist// 2008.V.93.P.1215.;
- [9] Decarf K.et al// Earth Plan.Sci.Lett.1997.V.150.P.205.;
- [10] Alexandre P.A. et al // Miner.Depos.2009.V.44.P.41.
- [11] Левский Л.К. и др. // Изв. АН СССР, сер.геол. 1976.№8.С.17.;
- Морозова И.М. и др.// Изв.АН СССР, сер.геол.1978.№12.С.345.;
- [12] Dalrymple G.B. et al // Geoch.Cosm.Acta.1974.V.38.P.715.

Особенности и новые возможности современных мультиколлекторных приборов

Муравьев М.В.

ЗАО «МС-Аналитика», Москва

1. Краткий обзор линейки выпускаемых приборов
2. Приборы TRITON Plus и NEPTUNE Plus
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 Pb-Th-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. Сравнительное датирование цирконов с помощью связки LA - MC ICP MS и с помощью MC TIMS, оценка полученных результатов.

5. Связки GC – MC ICP MS и LC – MC ICP MS, примеры применений.

Протолит осадков Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса Карельской провинции Балтийского щита: U-Pb изотопное датирование терригенных цирконов и Sm-Nd изотопное исследование осадков

**Назарова Д.П.^{1,2}, Аносова М.О.¹, Бибикина Е.В.¹,
Слабунов А.И.³, Костицын Ю.А.¹**

¹ГЕОХИ РАН, Москва; ²МГУ, Москва;

³ГИ Кар. НЦ, Петрозаводск

Карельская провинция составляет ядро Балтийского щита и представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область, где среди гранито-гнейсового фундамента в узких линейных зонах располагаются вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя и архея. Возраст источника сноса для этих осадочных пород неизвестен, а он представляет определённый интерес, т.к. может дать сведения о самой ранней истории эволюции региона. Наиболее оптимальный подход к установлению возраста источника метаосадочных пород состоит в комбинации двух методов: U-Pb изучение детритовых цирконов и Sm-Nd определение модельного возраста.

Мы изучили цирконы из метаосадков Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса, находящегося в Центрально-Карельском террейне Карельской провинции. Он прослеживается по простираению в субмеридиональном направлении на 30 км и имеет продолжение на север еще

на 50 км при ширине до 7 км [Стенарь, 1960; Миллер, 1988]. Пояс слогаается неоархейскими вулканогенно-терригенными образованиями. Зелено-каменный комплекс имеет с окружающими гранито-гнейсами, главным образом, тектонические соотношения – по разломам, и лишь в южном замыкании пояса предполагается их трансгрессивное налегание на гранитоиды [Миллер, 1988]. В обрамлении пояса, также как и во всем Централно-Карельском террейне, широко развиты неоархейские (2709±10 млн. лет) интрузии санукитоидов [Bibikova et al., 2005]. В районе оз. Большозеро интенсивно деформированные архейские комплексы с угловым несогласием перекрываются палеопротерозойскими лавами магнезиальных базальтов (сумий), полимиктовыми конгломератами с прослоями кислых туфов (сариолий) и секутся дайкообразными телами дифференцированных габбро-диабазов (ятулий). В составе вулканогенно-осадочных образований пояса выделяются две толщи: нижняя слогаается слабо зрелыми метаосадками, представленными (гранат-ставролит)-биотитовыми гнейсами, с прослоями железистых кварцитов; верхняя слогаается серицитовыми кварцитами, слюдястыми сланцами, метавулканитами кислого и среднего состава. Возраст метариолитов установлен U-Pb классическим методом в 2730±5 млн. лет [Самсонов и др., 2001]. Зрелые осадки присутствуют в основании вулканогенной толщи, образование которой связывается с внутрикоровыми (рифтогенными) процессами.

Sm-Nd изотопным методом мы изучили метаосадочные породы, отобранные на двух уровнях разреза – из нижнепротерозойской его части (сариолий, проба Э-ВО-16/10, цемент конгломерата) и архейской (лопий, Э-ВО-22/2, кварцит (кварц-серицитовый сланец)). В результате исследования установлены значения модельного возраста в интервале 2.8-3.5 млрд. лет. Из пород с наиболее древними значениями модельного возраста были выделены фракции циркона и проведено их минералогическое изучение. Для изготовления шашки и дальнейшего катодоллюминесцентного исследования были отобраны зерна циркона разной морфологии, которые могли бы отвечать разным источникам сноса. U-Pb изотопное датирование проведено методом лазерной абляции (лазер UP-213) на масс-спектрометре Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме LA-ICP-MS. Было проанализировано около 90 зерен циркона. Как можно видеть на рисунке 1 значения возраста для образцов (цемента конгломерата Э-ВО-16/10 и кварц-серицитового сланца Э-ВО-22/2) перекрываются, но тем не менее различия имеются. В цементе конгломерата (проба Э-ВО-16/10) значения возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежат в основном в интервале 2.75-2.8 млрд. лет, тогда как несколько ядер имеют возраст 2.9-3.1 млрд. лет. В лопийском образце с наиболее древним Sm-Nd модельным возрастом (Э-ВО-22/2, кварц-серицитовый сланец) терригенные цирконы оказались несколько моложе (2.7-2.73 млрд. лет). В двух ядрах цирконов возраст превышает 3.5 млрд. лет (рис. 1).

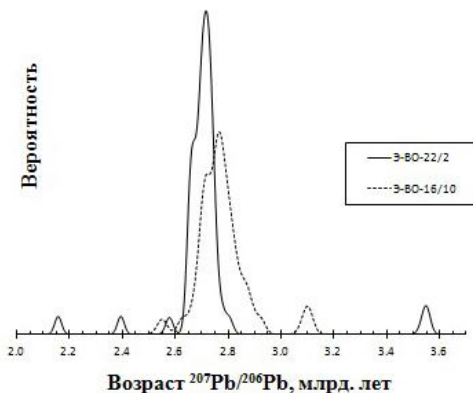


Рис. 1. Частотное распределение U-Pb возраста индивидуальных зёрен циркона из метасадочных пород лопия (обр. Э-ВО-22/2) и сариолия (обр. Э-ВО-16/10).

Судя по компактным распределениям по возрасту, большая часть зёрен циркона для каждой породы, по-видимому, поступила в область сноса из одного источника.

Сопоставление результатов Sm-Nd и U-Pb изотопных методов позволяет сделать вывод, что во время формирования архейских осадков разрушались в основном только что сформированные интрузии гранитоидов (2.73-2.7 млрд. лет), в то время как к началу формирования сариолийских осадков были вскрыты и разрушались несколько более древние породы (2.75-2.8 млрд. лет). Подтверждением существования более древних пород в регионе является наличие единичных древних ядер в терригенных цирконах (3.1-3.5 млрд. лет).

Литература

- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С.109-143
- Стенарь М.М. Осадочно-вулканогенные образования района озера Большозеро (Западная Карелия). Вып. 26. 1960. С. 57-63
- Bibikova E., Slabunov A., Volodichev O., Whitehouse M. The archaen eclogites of the Belomorian province, the Fennoscandian shield (Russia) // EGU-05. Geophysical Research Abstracts. 2005. Vol. 7. P. 02536

Изотопно-геохронологическая характеристика процессов рудоотложения и магматизма на месторождениях золото-сульфидных вкрапленных руд в углеродисто-терригенных толщах юга Западной Сибири и Восточного Казахстана

**Наумов Е.А.¹, Ковалев К.Р.¹, Калинин Ю.А.¹,
Борисенко А.С.¹, Селтманн Р.²**

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,
naumov@igm.nsc.ru;*

²*Музей Естественной истории, Лондон, Великобритания*

Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах занимают одно из первых мест в балансе запасов золота в мире. К ним относятся такие крупные и уникальные объекты как Мурунтау (Узбекистан), Бакырчик (Казахстан), Сухой лог, Олимпиада, Нежданинское, Майское и Кючус (Россия) и многие другие. Изучение генезиса, возрастных характеристик и связи оруденения этого типа с магматическими комплексами имеет важное значение не только в научном, но и в прикладном отношении. В последние годы на различных золоторудных месторождениях и рудопроявлениях, залегающих в углеродисто-терригенных толщах Восточного Казахстана и юга Западной Сибири, входящих в систему герцинского Обь-Зайсанского складчатого пояса, нами проведены детальные изотопно-геохронологические исследования, уточнена и конкретизирована схема развития оруденения и магматизма. В пределах этих регионов широко представлены вкрапленные золото-сульфидные руды в минерализованных углеродистых терригенных породах тектонических зон и гнездово-прожилковые золото-сульфидные руды штокверкого типа в березитизированных плагиогранитах и габбро-диоритах. С целью выяснения возраста золоторудной минерализации нами было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование гидротермального серицита (анализы выполнялись в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Серицит для анализа отбирался из гнезд и прожилков в рудных залежах различных этапов рудоотложения и в минерализованных магматических породах. Возраст различных магматических образований, проявленных на месторождениях, определялся по цирконам U-Pb (SHRIMP) методом (анализы выполнялись в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург).

В Восточном Казахстане все золоторудные месторождения располагаются в пределах Западно-Калбинского золотоносного пояса северо-западного простирания и протяженностью более 400 км, представляющего

осевую зону Зайсанской складчатой области, сформированной в позднем карбоне. На этой территории выделяется три крупных золоторудных района с северо-запада на юго-восток: Присемипалатинский, Бакырчикский и Кулуджунский.

Изотопно-геохронологические исследования были проведены на месторождениях Суздаль и Жерек в Присемипалатинском районе, Большевик в Бакырчикском районе, месторождении Балажал и проявлении Даубай (Белая Горка) в Кулуджунском районе. На месторождении Суздаль возраст ранней продуктивной пирит-арсенопиритовой ассоциации с невидимым золотом был установлен в 281.9 ± 3.3 млн.л., вторая продуктивная золото-полисульфидная ассоциация со свободным золотом датирована 248.1 ± 3.4 млн.л. Проба серицита из поздней кварц-карбонатной ассоциации с антимонитом показала возраст 241.9 ± 2.7 млн. лет [Kovalev et al., 2009]. Дайковый комплекс на месторождении представлен ранними долеритами, с наложенной золото-сульфидной минерализацией, и дайками Семейтауского вулcano-плутонического комплекса, возраст которого Ag/Ar методом был определен как 248.2 ± 0.5 млн. лет [Lyons et al., 2002]. На месторождении проявлены так же дайки измененных гранитов-порфиров с возрастом 257.8 ± 2.1 млн. лет (U-Pb, SHRIMP).

На месторождении Жерек оруденение представлено вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией с невидимым золотом и вкрапленной золото-сульфидной минерализацией в березитизированных плагиогранитах. По образцам серицита из гнездовых выделений, серицита-мусковита с арсенопиритом и тонкочешуйчатого серицита в березитах показали возраста: 287.9 ± 2.8 ; 286.7 ± 3.4 и 282.5 ± 2.7 млн лет. Возраст контактирующих плагиогранит-порфиров с молибденовой минерализацией по данным U-Pb метода (SHRIMP) составляет 309 ± 3.5 млн. лет.

На месторождении Большевик по пробе из серицитизированного песчаника с тонковкрапленными золотосодержащими пиритом и арсенопиритом установлен возраст 285.2 ± 4.2 млн. лет.

В Кулуджунском районе на золоторудном штокверковом месторождении Балажал с гнездово-вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией в березитизированных габбро-диоритах Ag/Ar методом определен возраст около 280-285 млн. лет (286 ± 4.9 , 278.3 ± 3.6). В том же районе на рудопроявлении Даубай (Белая Горка) серицитизированная рассланцованная золотоносная порода датирована 254.3 ± 3.1 млн. лет. Такое омоложение возраста вероятно, связано с воздействием контактового метаморфизма позднепермских гранитоидных интрузий на первичные золото-мышьяковые руды.

Золото-сульфидная минерализация основного раннего золотопродуктивного этапа близка по возрасту к Максутского пикрит-диабазового массива, с которым в связано медно-никелевое оруденение. По данным С.В. Хромых с соавторами [2007] возраст этого массива составляет 280-278 \pm 3 млн. лет.

Сходная последовательность и близкий возраст образования золото-сульфидного оруденения устанавливается в Приобско-Салаирском золоторудном районе, где оно локализуется в пределах раннепалеозойских структур СЗ Салаира и активизированных в среднем палеозое, и в герцинидах Кольвань-Томской складчатой зоны. В этом регионе проявлены базитовые и гранитоидные комплексы, позднегерцинского ($C_{2,3}$ - P_1) и позднепермско-раннетриасового этапов внутриплитного магматизма. Руды здесь сформировались раньше внедрения гранитоитов приобского комплекса (252-249 млн. л., Ar/Ar). Золото-кварцевое штокверковое оруденение Урского месторождения имеет возраст 284.0 ± 3.2 млн. лет. Также как и на золото-сульфидных месторождениях Восточного Казахстана, здесь проявлено позднее $Sb-Hg$ и $Au-Hg$ оруденение наложенное на триасовые (241.6-238 млн. лет, Ar/Ar) дайки долеритов и лампрофиров (Семилуженское $Au-Sb-Hg$ месторождение) и с которыми, вероятно, и связано.

Полученные данные свидетельствуют о сходстве металлогении юга Западной Сибири и Восточного Казахстана и единонаправленности эволюции процессов магматизма и рудообразования. Следует отметить, что в возрастном отношении рассмотренное масштабное золото-сульфидное оруденение коррелируются с аналогичным в структурах СЗ Китая и Средней Азии и укладывается в довольно узкий временной интервал – 287.9 ± 273.6 млн. лет. Более молодые процессы тектоно-магматической активизации в триасовое время сопровождались как процессами регенерации, так формированию позднего молодого оруденения.

Литература

Kovalev K.R., Kalinin Yu.A., Naumov E.A., Pirajno F., Borisenko A.S. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Kazakhstan: implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 2009, vol. 35, No 2, p. 186-206.

Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X., Renne P. R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., and Mitrokhin D.V. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous rocks, East Kazakhstan. // *J. Geophys. Res.*, 2002, 107, (B7), 16.

Источники вещества, возраст и генетическая связь карбонатитов и дайковых К-ультрабазитов Четласского комплекса (С. Тиман): новые Rb-Sr и Sm-Nd данные

**Недосекова И.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.,
Солошенко Н.Г.**

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Четласский комплекс дайковых К-щелочных ультрабазитов (Вт-пикритов и лампрофиров), фенитов и карбонатитов находится на С. Тимане, в ю-в части Четласского камня. Дайки ультрабазитов трассируют разломы СВ простирания в терригенных породах рифея ($Rf_{2,3}$), образуя дайковые поля, в которых насчитывается несколько тысяч даек. В тех же тектонических зонах (но более локально, преимущественно в раздувах дайковых тел) залегают щелочные метасоматиты (фениты, слюдиты, полевошпатовые метасоматиты) и жилы карбонатитов, содержащие акцессорную редкометальную минерализацию (пирохлор, колумбит, монацит, циркон, ильменорутил и др.). Наиболее мощный раздув дайки лампрофиров сопровождается штоком карбонатитов (массив р. Косью).

Ключевым вопросом генезиса карбонатитов Четласского комплекса является генетическая связь карбонатитов и дайковых ультрабазитов и вопросы источников их вещества. В отличие от классических кольцевых карбонатитовых комплексов ультраосновной щелочной формации, в которых вопрос генетической связи карбонатитов со щелочными силикатными магмами и их мантийного источника не вызывает сомнений, в отношении карбонатного вещества Четласского комплекса нет такой определенности. В настоящее время обсуждается возможность образования карбонатитов Четласского комплекса как в результате внедрения карбонатизированного флюидонасыщенного ультраосновного расплава с образованием дайковых ультрабазитов и отделением карбонатитовых расплавов-флюидов, формирующего карбонатиты [Костюхин, Степаненко, 1987], так и при более поздних процессах карбонатизации дайковых ультрабазитов, которая имеет метаморфогенный источник флюида [Макеев и др., 2008; 2009].

Остроактуальными в связи с этим являются и вопросы датирования лампрофиров и карбонатитов Четласского комплекса. К-Ar датирование лампрофиров и карбонатитов (по флогопиту и калиевому полевому шпату) показало возраст 590 млн. лет [Костюхин, Степаненко, 1987]. Rb-Sr изохроны валовых проб лампрофиров [Макеев и др., 2009] показали возраст $T=819\pm 19$ млн. лет с первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{819} = 0.70421\pm 16$. При этом, часть точек лампрофиров образуют эволюционную зависимость с более молодым

возрастом 530 ± 10 млн. лет и высоким первичным отношением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₅₃₀ = 0.71099 ± 11 , что интерпретируется авторами как возраст посткристаллизационного преобразования лампрофиров в результате гидротермально-метасоматической переработки (одновозрастной с карбонатами) с метаморфогенным источником флюида.

Нами проведено изучение изотопного состава Sr и Nd в карбонатах и апатитах из карбонатитов Четласского комплекса. Кроме того, было проведено изучение изотопного состава Sr и Nd в валовых пробах лампрофиров, а также в кислотных вытяжках из карбонатсодержащих лампрофиров.

Определение изотопного состава Sr и Nd в карбонатах было выполнено в ИГГ УрО РАН масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием аналитического комплекса на базе TIMS Triton Plus [Вотьяков и др., 2011].

Измеренные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в кальцитах и апатитах могут рассматриваться как первичные, так как в них низкие Rb/Sr отношения. Первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах и минералах рассчитаны на возраст 590 млн. лет, полученный при K-Ar датировании карбонатитов Четласского комплекса [Костюхин, Степаненко, 1987].

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах (0.70336-0.70364) и апатитах (0.70300) из карбонатитов Четласского комплекса, находятся в интервале, типичном для пород с мантийным источником и близки, но несколько ниже таковых в неизменных лампрофирах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041-0.7043$) значительно отличаясь от лампрофиров ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711$), претерпевших посткристаллизационные гидротермально-метасоматические изменения [Макеев и др., 2009; Брянчанинова и др., 2010].

Первичные отношения изотопов Nd в карбонате ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₅₉₀ = 0.512194-0.512183, $\epsilon\text{Nd} = 5.1-5.6$) и в апатите ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₅₉₀ = 0.512190, $\epsilon\text{Nd} = 5.8$) из карбонатитов также показывают гомогенные, обеденные в отношении нерадиогенного неодима и близкие неизменным лампрофирам значения изотопных отношений ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₅₉₀ = 0.512317-0.512235, $\epsilon\text{Nd} = 5.4-6.2$. Изотопный состав Nd в кислотных вытяжках из карбонатсодержащих лампрофиров также показал близкий изотопный состав неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₅₃₀ = 0.512227, $\epsilon\text{Nd} = 5.7$.

Таким образом, изучение изотопного состава Sr и Nd в минералах (карбонатах и апатитах) карбонатитов показало близкие лампрофирам первичные отношения изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.70300-0.70364 и $\epsilon\text{Nd} = 5.07-5.8$, что может свидетельствовать о «первичности» карбонатов и едином, вероятно, мантийном источнике карбонатитов и лампрофиров Четласского комплекса, не подтверждающая предположений о метаморфогенном источнике карбонатитообразующего флюида. Значительные вариации первичных изотопных составов Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704-0.711$) [Макеев и др., 2009] и Nd ($\epsilon\text{Nd} = 1.5-5.4$) [Брянчанинова и др., 2010] в лампрофирах, вероятно, не связаны с

карбонатитообразованием и могут определяться контаминацией исходным расплавом корового материала, а также поздними гидротермально-метасоматическими процессами, проявленными в породах комплекса.

Работа выполнена по программе проектов УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-103 и программы Президиума РАН № 12-П-5-2015.

Литература

Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б., Ларионова Ю.О. Sm-Nd изотопная систематика лампрофиров Среднего Тимана// Материалы конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». ИГЕМ. 2010. С. 414-415.

Вотяков С. Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. и др. Аналитический комплекс на базе TIMS Triton Plus и MC SF ICP-MS Neptune Plus в институте геологии и геохимии УрО РАН. Ежегодник-2010. Информационные материалы ИГГ УрО РАН. 2011. С. 203-208.

Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука. 1987. 232 с.

Макеев А.Б., Андреичев В.Л., Брянчанинова Н.И. Возраст лампрофиров Среднего Тимана: первые Rb-Sr данные // ДАН. 2009. Т.426. № 1. С. 94-97.

Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

Формирование оптического паттерна катодолюминесценции монокристаллических зерен

Новиков И.А.¹, Грибоедова И.Г.²

¹РГГРУ им. С. Орджоникидзе, Москва; ²ИГЕМ РАН, Москва

Для корректного применения методов изотопной геохронологии имеет ключевое значение расшифровка онтогенических особенностей монокристаллов циркона. Одним из признанных методов, который позволяет визуализировать зональность кристаллов и попутно оценить структурные и химические особенности этих зон, является катодолюминесценция. Однако в последнее время популярность метода КЛ снизилась, что в связано со сложностью объяснения физических основ формирования люминесцентного паттерна. В частности, многие исследователи отмечают неполное соответствие интенсивности свечения зон монокристаллов и концентрации примесей-люминофоров. Одновременно с этим, при описании катодолюминесценции сложилось несколько устойчивых, но необоснованных представлений о связи зональности, состава кристалла и

спектральных характеристик КЛ. Наиболее известное из таких представлений – «краевая люминесценция».

Очевидно, что различия в яркости люминесценции зон кристалла можно объяснить не только неоднородностью распределения люминофоров, но и исключительно оптическими законами распространения света в зерне.

Целью нашего исследования стало создание оптической модели КЛ монокристалла, с постоянной экспозицией наблюдаемой поверхности посредством матричного оптического детектора.

Работы производились на микроанализаторе Cameca MS-46, который был дополнен оригинальным оптическим детектором на базе камеры высокого разрешения Видеоскан – 285. Для визуального контроля пробы в режиме реального времени и получения КЛ изображений, в составе установки использовался персональный компьютер.

Результаты моделирования позволили установить, что:

1. Получаемый паттерн КЛ связан в большей степени с законами распространения в объёме зерна лучей света, возникших в точке возбуждения КЛ, преломляющихся на неоднородностях и испытывающих многократное отражение от внешних границ зерна.

2. В зёрнах с равномерно распределённым люминофором, яркость зон будет пропорциональна способности их к светорассеянию.

3. В результате директивности индикатрисы Рэлеевского рассеяния, спектральный состав КЛ будет искажаться при наблюдении, т. к. при многократном прохождении лучей через рассеивающие зоны кристалла, преимущество прямого прохождения будут получать длинноволновые составляющие спектра. Распространяющиеся субпараллельно поверхности и многократно отраженные от границ кристалла лучи (претерпевшие наибольшую фильтрацию) фиксируются детектором в краевых зонах, что объясняет длинноволновую «краевую люминесценцию». Аналогичное, но менее заметное спектральное смещение в длинноволновую область будет наблюдаться в пределах каждой рассеивающей зоны. Этот эффект будет сильнее проявлен в кристаллах с высоким коэффициентом преломления и, соответственно, может наблюдаться в цирконах.

Выводы:

Предлагаемая модель не претендует на исключительность и при анализе соотношения яркости и спектрального состава КЛ реальных зёрен в некоторых случаях удается установить связь с количеством элементов-примесей. Но, в некоторых случаях мы не можем быть уверены, что определяемые посредством микроанализа примеси в зоне, проявляющей наиболее яркую люминесценцию, имеют структурный характер. Это рассуждение основано на том, что в большинстве случаев светорассеяние зоны связано с ее дефектностью на уровне выше, чем дефектность кристаллической решётки (блочность, включения и т.п.), что вне сомнений

делает эту зону более ёмкой по отношению к внеструктурным химическим загрязнениям.

Характеристическая нагрузка паттерна КЛ (связь с примесями) может быть вычислена при использовании колориметрического анализа, либо за счет перехода к локальному анализу (а именно, производить оценку в той точке, в которой происходит возбуждение).

Следует отметить, что онтогенетическая ценность КЛ все же достаточна велика, и данный метод весьма эффективен в анализе дефектов, зон и неоднородностей внутри зерна.

Осадочные и вулканогенно-осадочные серии позднего неопротерозоя рифтогенных структур юго-западной окраины Сибирского кратона: данные о составе, возрасте, условиях образования и особенностях металлогении

**Ножкин А.Д.¹, Баянова Т.Б.², Бережная Н.Г.³,
Дмитриева Н.В.¹, Ларионов А.Н.³**

*¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ГИ КНЦ РАН, Анаптиты;
³ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

В пределах ЮЗ окраины Сибирского кратона (Енисейский кряж) выделен ряд эпох формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 725-730, 700 и 650-670 млн. лет.

Наиболее многократно магматизм проявился в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов. В этой же зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского пикробазальт-базальтового, гранитоидного магматизма, все золоторудные, золото-урановые, урановые и редкометалльные месторождения. Установлено, что продукты магматизма неопротерозойских эпох представлены плагиориодацит-базальтовой, риолит-базальтовой, трахибазальт-трахитовой и щелочно-пикритовой ассоциациями. Проявление вулканизма происходило синхронно с накоплением отложений рыбинской толщи, верхневороговской, каитьбинской, чингасанской и чапской серий. Вулканогенно-осадочные комплексы этих уровней формировались в узких приразломных прогибах, носящих явные признаки рифтовых структур.

Рыбинская вулканогенно-осадочная толща развита в Приангарье (р. Рыбная), в пределах Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса. Данная толща прерывисто обнажается вдоль Ишимбинского разлома среди

мезопротерозойских отложений, включающих вулканиты пикробазальт-базальтовой ассоциации. Рыбинская толща сложена доломитами, углеродистыми сланцами, алевропесчаниками, кислыми и основными вулканитами. Конкордантный U-Pb возраст циркона, выделенного из туфа плагиориолита, составляет 780 ± 4 млн. лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ). Кислые вулканиты формировались из корового источника ($\epsilon_{Nd}(780) = -8,7$ и $-10,0$) с палеопротерозойской оценкой Sm-Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM-2st) = 2211$ и 2299 млн. лет. Породы плагиориолит-базальтовой ассоциации характеризуются признаками, которые присущи магматитам внутриконтинентальных рифтовых структур.

Верхневороговская серия слагает грабен-синклиналь в северном секторе Татарско-Ишимбинской системы разломов. Базальная толща образована грубообломочными пестроцветными субаэральными отложениями, включающими покровы, туфы и экструзивные тела кислых и горизонты основных вулканитов. Вышележащие отложения представлены песчаниками, туфогенными алевросланцами и углеродисто-глинистыми сланцами, среди которых около 30 пластовых тел лейко- и андезибазальтов, образующих серии сближенных потоков. Данная риолит-базальтовая ассоциация с антидромной последовательностью магматизма весьма характерна для континентальных рифтовых зон, что подтверждается и петрогеохимическими характеристиками вулканитов. U-Pb возраст циркона (SHRIMP-II) кварцевых риолит-порфиров базальной толщи составляет 753 ± 6 млн. лет. Риолиты характеризуются $T(DM) = 1961$ и $T(DM-2st) = 2140$ млн. лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -8,4$, формирование их происходило за счет источника с длительной коровой предисторией.

Чингасанская серия развита в структурах Тейско-Чапского прогиба. Нижняя – лопатинская свита представлена субаэральными грубообломочными пестроцветными отложениями. Вышележащая карьерная свита сложена кварцитовидными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, отвечающими обстановкам седиментации на шельфе. Чивидинская свита в ЮВ части прогиба представлена флишевой толщей, а на СЗ (рр. Чапа, Вороговка) доминируют тиллитоподобные отложения и продукты вулканизма трахибазальт-трахитовой ассоциации, имеющей петрогеохимические характеристики внутриплитных рифтовых структур. Результаты $^{40}Ar-^{39}Ar$ исследования минералов (биотит, титанавгит) субщелочных базальтоидов свидетельствуют о возрасте вулканогенных пород 703 ± 4 млн. лет. Длительность накопления осадков чингасанской серии не более 25-30 млн. лет.

Осадочные толщи чингасанской серии перекрываются отложениями чапской серии, объединяющей суворовскую, подъемскую и немчанскую свиты. Суворовская свита представлена красноцветными терригенными отложениями. В составе подъемской свиты преобладают пестроцветные доломиты, известняки, песчаники и алевролиты. Из этих пород имеются определения возраста по глауконитам: 635, 645 и 650 млн. лет. Немчанская

свита образована красноцветными терригенными субаэральными отложениями. Среди отложений чингасанской и чапской серии развиты трубки взрыва, дайки и покровы пород щелочно-ультраосновного состава, которые размещены в грабенах, приуроченных к зонам Ишимбинского и Татарского разломов. Изотопный возраст щелочных пикритов составляет 670 ± 17 млн. лет, что не противоречит геологическим данным.

Риолит-базальтовая ассоциация верхневороговской серии коррелируется с аналогичной ассоциацией, развитой в составе терригенно-карбонатных отложений кайтбынской серии Глушихинского прогиба, что свидетельствует о проявлении поздненеопротерозойского рифтогенеза и внутриплитного магматизма и в Приенисейской зоне разломов. U-Pb возраст циркона (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) из фельзит-порфиров риолит-базальтовой ассоциации кайтбынской серии 717 ± 15 млн. лет. Результаты Sm-Nd изотопных исследований показали, что риолиты образованы из палеопротерозойского корового источника ($T_{Nd}(DM)=1757$ и $T_{Nd}(DM-2st)=1651$ млн. лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -2,7$). Формирование рифтогенной риолит-базальтовой ассоциации и лейкогранитов глушихинского комплекса (Глушихинский, Стрелковский массивы) произошло на рубеже 730-720 млн. лет, что совпадает с заложением Тейско-Чапского рифтогенного прогиба (725-720 млн. лет).

Одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма на обрамляющих поднятиях происходило становление гранитоидных, щелочных и пикритоидных интрузий. Геохимические характеристики базальтов и щелочных пород позволяют считать, что внутриплитный магматизм связан с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния.

В размещении вышеописанного оруденения в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов наблюдаются определенные черты зональности. Урановое и золото-урановое оруденение находится в грабенах или в подстилающих комплексах зон структурно-стратиграфических несогласий. Основные золоторудные месторождения размещены в углеродистых сланцах мезопротерозоя, характеризующихся повышенной фоновой золотоносностью. На основе геохронологических исследований выявлена корреляция рубежей золотого и золото-уранового рудообразования с основными тектоно-магматическими событиями в регионе в позднем неопротерозое.

Работа выполнена по теме НИР, при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00591) и ИП СО РАН № 68.

Определение U-Pb и Pb-Pb возраста осадочных и метасоматических карбонатных пород докембрия

Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Изотопно-геохронологические методы играют значительную роль в решении стратиграфических проблем докембрия. В связи с отсутствием вулканогенных и магматогенных пород в сложении многих ключевых докембрийских разрезов, методы, использующие осадочные геохронометры, становятся особенно важными. Широкий диапазон значений отношения U/Pb (5-500, за редкими исключениями) делает осадочные карбонаты удобным материалом для датирования. Поскольку U-Pb системы осадочных карбонатных минералов закрываются в ходе диагенеза карбонатных пород и, таким образом, способны при определенных условиях сохранять память о времени и среде становления последних, эти минералы давно заслужили внимание геохронологов. Особенности эволюции U-Pb систем позволяют применять для определения возраста серии когенетичных образцов изохронные методы с использованием систем координат $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (U-Pb метод) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Pb-Pb метод). Последний метод для карбонатных пород удобен тем, что современные (недавние) потери/привнос U или потери Pb не сказываются на изотопных отношениях последнего. Для обоих методов ключевой, однако, является проблема замкнутости U-Pb систем на протяжении геологической истории пород и неоднородности изотопного состава первичного Pb. Цель настоящей работы состоит в том, чтобы продемонстрировать возможности U-Pb систематики для решения этой проблемы и определения (уточнения) возраста осадочных карбонатных пород в интервале от верхнего рифея до нижнего кембрия. Следует подчеркнуть, что предлагаемый подход действителен только в случаях, когда степень нарушения U-Pb систем и/или разброс величин отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в первичном Pb не слишком велики. В качестве объектов датирования использованы известняки дадыктинской (верхний рифей – Енисейский кряж, Восточная Сибирь), цаганоломской (венд – Западная Монголия) и сорнинской (нижний кембрий – Батеневский кряж, Кузнецкий Алатау) свит. Показана также пригодность указанного подхода для определения возраста метасоматических магнезитов саткинской свиты (нижний рифей – Южный Урал). Выбор образцов в каждой серии карбонатных пород, в наименьшей степени подвергшихся вторичным изменениям на протяжении своей геологической истории, проводился на основе геохимических (отношения Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr) и изотопных ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$) критериев. Близость изотопно-геохимических параметров позволяла также наметить в исследуемых сериях группы когенетичных образцов.

Определению U-Pb возраста осадочных карбонатов изохронным методом в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ препятствует часто встречающаяся современная миграция урана в гипергенных условиях. Однако ниже будет показано, что датирование подобных открытых карбонатных U-Pb систем возможно путем построения графика с конкордией в координатах $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ (где звездочка обозначает радиогенный Pb), который широко используется для минералов с высокими (более 1000) отношениями U/Pb (цирконы, монациты, сфены), но требует введения поправки на изотопный состав первичного Pb. Для карбонатных пород, содержащих малорадиогенный Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=20-60$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19-16$), изотопный состав первичного Pb можно довольно точно определить в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по пересечению изохроны с кривой эволюции свинца для двухстадийной модели Стейси и Крамерса в точке, соответствующей Pb-Pb возрасту этих пород. Наша обычная методика при этом подразумевает ступенчатое растворение образцов в HBr. Благодаря такому подходу, Pb-Pb возраст вычисляется по точкам наименее измененных карбонатных фракций с самыми высокими значениями отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Для построения же Pb-Pb изохроны с увеличенным диапазоном вариаций отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и повышения тем самым точности определения изотопного состава первичного Pb могут быть использованы как точки валового карбонатного материала исследуемых пород, так и точки карбонатных фракций, полученных методом ступенчатого выщелачивания. Последние, однако, нельзя включать в рассмотрение при построении графика с конкордией, так как ступенчатое выщелачивание, возможно, вызывает фракционирование U и Pb. Поэтому там используется только валовый карбонатный материал исследуемых пород.

На графике в координатах $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ экспериментальные точки серии образцов карбонатных пород в большинстве случаев располагаются на дискордии, нижнее пересечение которой с конкордией близко или к началу координат, обозначая современную миграцию, или ко времени события, перестроившего U-Pb системы образцов. Если разброс точек относительно Pb-Pb изохроны невелик, как в случае известняков дадыктинской свиты, где значение СКВО (среднего квадрата взвешенных отклонений) близко к единице, а вероятность соответствия составляет 0.40, точки располагаются на дискордии, обычно выше верхнего пересечения с конкордией в области потери урана. Для этой свиты верхнее пересечение дискордии с конкордией (1010±80 млн. лет) согласуется с Pb-Pb датировкой (1020±15 млн. лет) и отвечает возрасту изученной серии образцов, а нижнее пересечение близко к началу координат.

Если прямая в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ представляет собой изохрону и разброс точек относительно нее превышает аналитические погрешности (СКВО значимо больше единицы, а вероятность соответствия близка к нулю), очевидно, что (1) на протяжении геологической истории

карбонатных пород замкнутость U-Pb систем исследуемых образцов была нарушена и тогда погрешности определения изотопных отношений первичного Pb соответствуют степени нарушения U-Pb системы и/или (2) изотопный состав первичного Pb в образцах не однороден. Примером первого случая являются известняки цаганоломской свиты, где нарушение U-Pb систем в исследованной серии образцов было не слишком значительным (значение СКВО для Pb-Pb изохроны равно 7.3). Здесь верхнее пересечение дискордии с конкордией (630 ± 20 млн. лет) согласуется с Pb-Pb эрохронным возрастом (630 ± 50 млн. лет), а нижнее пересечение (230 ± 240 млн. лет) отвечает времени нарушения U-Pb систем, хотя и с большой погрешностью. Значительная часть точек находится в области потери урана. Для этой свиты получение U-Pb возраста, определяемое верхним пересечением на графике с конкордией, важно, так как этот подход по определению учитывает нарушение изотопных систем. Если же реален второй из упомянутых выше случаев и U-Pb системы образцов оставались закрытыми до недавнего времени, а за избыточный разброс точек на Pb-Pb диаграмме ответственны вариации изотопного состава первичного Pb, после введения поправки в U/Pb отношения на изотопный состав первичного свинца верхнее пересечение дискордии с конкордией будет согласоваться с Pb-Pb эрохронным возрастом, а нижнее пересечение будет близким к началу координат. Примером здесь служат известняки сорнинской свиты с верхним пересечением дискордии с конкордией – 523 ± 5 млн. лет и Pb-Pb возрастом – 525 ± 30 млн. лет, а также саткинские магнезиты (верхнее пересечение – 1380 ± 20 млн. лет и Pb-Pb возраст – 1370 ± 80 млн. лет).

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00810 и 11-05-00867).

U-Pb систематика рифейских магнезитов саткинской свиты, Южный Урал

**Овчинникова Г.В.¹, Кузнецов А.Б.¹, Горохов И.М.¹,
Каурова О.К.¹, Крупенин М.Т.², Гороховский Б.М.¹**

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург;* ²*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург*

Вскрытые в нижнерифейской преимущественно карбонатной саткинской свите Южного Урала стратиформные залежи магнезита являются одними из крупнейших по запасам и имеют важное промышленное значение.

Пластообразные тела (мощностью 20-60 м) магнезитов заключены в мощной 700-метровой доломитовой пачке, согласно перекрытой известняками с Pb-Pb возрастом 1550 млн. лет [Кузнецов и др., 2008]. Отложения саткинской свиты прорваны гранитоидами Бердяшского массива, содержащими цирконы, U-Pb возраст которых лежит в интервале 1370-1390 млн. лет [Ронкин и др., 2007]. Магнезитовые руды имеют признаки седиментационного, инфльтрационно-рассольного, гидротермально-метасоматического и даже метаморфического происхождения, что затрудняет выбор модели их образования. Однако информация о времени формирования пород и оценка вклада корового и мантийного компонента в рудных растворах могут быть получены путем исследования U-Pb систематики магнезитов.

Магнезитовые тела, вскрытые на Гологорском участке Саткинского рудного поля, сложены крупнозернистым магнезитом (Mg 27.4-28.7 %) и содержат небольшую (0.5-1.9 %) примесь кварца, магнезильного хлорита и органического вещества. U-Pb систематика изучалась в пяти образцах, отобранных из центральных частей рудных тел. После обработки истертых образцов 1N HCl при температуре 60 °C анализировался как растворенный карбонатный материал, так и нерастворимый остаток (силикатная составляющая пород). Определение содержаний U и Pb проводилось с использованием смешанного индикатора ^{235}U - ^{208}Pb , а изотопный состав Pb определялся из отдельной аликвоты. Изотопный состав U и Pb измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Измеренные отношения Pb исправлены на коэффициент фракционирования, равный 0.13 % на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений U и Pb не превышал соответственно 0.05 и 0.1 нг.

Содержание U в магнезитах составляет 0.94-2.10 мкг/г, а измеренные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в них варьируют соответственно в пределах 35.770- 77.003, 17.167-20.760 и 37.636-38.889. Изохрона в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отвечает возрасту 1370 ± 80 млн. лет при СКВО=23. Изотопные отношения первичного свинца [$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0=16.42 \pm 0.04$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0=15.44 \pm 0.02$] магнезитов определяются пересечением Pb-Pb изохроны с кривой накопления Pb, построенной согласно модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975], в точке, соответствующей Pb-Pb возрасту. Поскольку современные потери U и Pb не влияют на положение точек на Pb-Pb изохроне, большая величина СКВО позволяет предполагать либо нарушение U-Pb систем магнезитов на протяжении их геологической истории, либо вариации изотопного состава неподдержанного ураном Pb в изученных образцах. Второе предположение кажется вполне вероятным, так как в ходе лабораторной обработки образцов магнезитов 1N HCl при нагревании из-за высокого содержания Pb в нерастворимых силикатных остатках пород (4.38-22.2 мкг/г) по сравнению с магнезитами (0.54-2.75 мкг/г) существует возможность загрязнения получаемых растворов этим посторонним Pb. В таком случае вычисленные

погрешности изотопных отношений $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ в значительной мере определяются степенью такого загрязнения.

Знание изотопного состава первичного Pb магнезитов позволило построить в координатах $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ (звездочка обозначает радиогенный Pb) график с конкордией. Верхнее пересечение полученной дискордии с конкордией соответствует возрасту 1380 ± 14 млн. лет (СКВО=1.6), который согласуется со значением Pb-Pb возраста. Таким образом, рудные тела саткинских магнезитов, повидимому, образовались в интервале 1370-1380 млн. лет. Нижнее пересечение дискордии с конкордией, 40 ± 40 млн. лет, определяет недавнее нарушение U-Pb систем магнезитов, вероятно, вследствие миграции U в условиях гипергенеза, которая характерна для большинства карбонатных пород.

Поскольку формирование U-Pb систем хемогенных пород происходит при участии флюидов, отражающих состав пород области сноса, изотопный состав первичного Pb и $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, при котором он развивался, характеризуют эти эродированные породы. Величину μ для первичного Pb можно рассчитать в терминах двустадийной модели Стейси и Крамерса, где значение μ_2 на второй стадии эволюции земной коры составляет 9.74. Значения $\mu_2 < 9.74$ отвечают породам мантийного резервуара, а значения $\mu_2 > 9.74$ – верхнекоровым породам.

Расчитанное значение μ_2 для магнезитов (9.78 ± 0.07) свидетельствует о том, что последние формировались 1380 млн. лет назад при участии свинца, развивавшегося при низком U/Pb отношении, близком к мантийному. Вблизи пересечения Pb-Pb изохроны магнезитов в точке, отвечающей возрасту 1380 млн. лет, с кривой эволюции Pb Стейси и Крамерса со значением $\mu_2 = 9.78$ располагаются изотопные отношения свинца полевых шпатов основных и щелочных пород Бердяушского массива с возрастом 1370-1390 млн. лет [Ронкин и др., 2007]. Габброиды и щелочные породы этого массива связаны с различными мантийными источниками, которые имеют близкие к первичному Pb магнезитов значения $\mu = 9.53-9.75$ [Ларин, 2011]. Внедрение Бердяушского массива происходило одновременно с формированием базальт-липаритовой вулканической ассоциации машакской свиты 1350-1380 млн. лет назад [Ронкин и др., 2007]. Можно полагать, что формирование магнезитов происходило при метасоматическом привносе мантийного флюида во время среднерифейского импульса рифтогенеза пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы.

Известняки саткинской свиты, вмещающей рудные тела магнезитов, формировались 1550 млн. лет назад, а значение $\mu_2 = 10.07 \pm 0.01$ для первичного Pb этих пород и их диагенетического флюида выше, чем для саткинских магнезитов, и предполагает коровый источник сноса. Этим источником могли быть докембрийские породы Тараташского комплекса, так как вычисленный изотопный состав первичного Pb саткинских известняков

близок к изотопному составу Pb в полевых шпатах тараташских чарнокитов [Ларин, 2011].

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00867, 11-05-00810 и 12-05-00977).

Литература

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34.

Stacey J.S., Kramers I.D. Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. 2011. С-Петербург: Наука.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Докл. АН. 2007. Т. 415. № 3. С. 356-401.

Проблема оценки возраста кристаллизации цирконов эндербит-гранулитовой ассоциации Северного Прибайкалья

**Орлова А.В.^{1,2}, Аносова М.О.³, Федотова А.А.^{2,3},
Костицын Ю.А.^{1,3}**

¹МГУ, Москва; ²ГИН РАН, Москва; ³ГЕОХИ РАН, Москва

В южной части Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса распространены породы эндербит-гранулитовой ассоциации, возраст эндербитов оценивается в 618 ± 5 млн. лет [Амелин и др., 2000]. Также было опубликовано [Макрыгина и др., 1993] значение возраста циркона по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ из двупироксеновых кристаллических сланцев 905 ± 30 млн. лет, но оно оценивалось авторами как предварительное и требовало уточнения. Мы получили новые данные, указывающие на присутствие цирконов позднерифейского возраста в эндербито-гнейсах Кичерской зоны.

Изотопные исследования пород Кичерской зоны Северного Прибайкалья проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре Element XR.

Исследована U-Pb изотопная система цирконов из двух проб эндербито-гнейсов.

Акцессорные цирконы пробы АВ2 из размерной фракции от 70 до 250 мкм представлены двумя разновидностями: удлинённые призматические (коэффициент удлинения 1:4) со сглаженными гранями, и округлые с

множеством граней, грани сильно сглажены, все цирконы прозрачные, бесцветные. Результаты анализа 84 зёрен циркона (рис. 1а) расположились вдоль конкордии в диапазоне от 790 до 600 млн. лет.

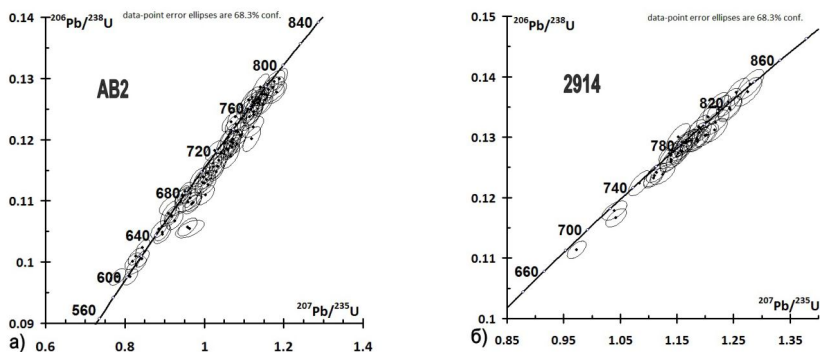


Рис. 1. Диаграммы с конкордией Аренса-Везерилла для проб АВ2 (а) и 2914(б)

Цирконы пробы 2914 из размерной фракции от 70 до 150 мкм аналогично представлены двумя разновидностями: округлые и удлинённые (коэффициент удлинения 1:3-1:4) от прозрачного до светло-коричневого цвета. В этой пробе мы проанализировали 42 зерна циркона (рис. 1б) и в этом случае также все точки растянулись вдоль конкордии от 840 до 740 млн. лет.

На катодо-люминесцентных (CL) изображениях зёрен циркона признаков нескольких этапов роста не обнаружено.

Изучены Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы пород эндербит-гранулитовой ассоциации. Модельный возраст эндербитов и эндербито-гнейсов Кичерской зоны варьирует от 0.77 до 2.29 млрд. лет, а для эндербито-гнейсов АВ2 и 2914 составляет 2.2 млрд. лет, начальное изотопное отношение (для 600 млн. лет) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0.7068 и 0.7071 соответственно.

С подобной ситуацией исследователи неоднократно сталкивались в разных регионах при исследовании циркона из пород гранулитовой фации метаморфизма.

Для анортозит-норитового интрузивного комплекса южной Норвегии анализ 32 зёрен из трёх проб циркона показал возрастной диапазон от 1056 до 922 млн. лет [Möller et al., 2002]. В этой работе было найдено соответствие между CL-зональностью зёрен и возрастом.

Для анортозитового массива юго-западного Мадагаскара анализ 4 навесок циркона и 29 единичных зёрен также дал возрастной диапазон от 631 до 549 млн. лет [Ashwal et al., 1999]. Авторы предположили, что имели место диффузионные потери радиогенного Pb из циркона в результате длительного (~80 млн. лет) пребывания породы в условиях гранулитовой фации

метаморфизма, хотя теперь понятно, что такое предположение не согласуется с современными данными о скорости диффузии свинца в цирконе.

Для объяснения причины широкого размаха U-Pb возраста циркона в породах гранулитовой фации метаморфизма можно рассмотреть несколько гипотез: (1) эпизодический рост циркона; (2) непрерывный рост зёрен циркона в ходе длительного метаморфизма; (3) неравномерное омоложение древнего циркона; (4) дискордантное расположение точек; (5) гетерогенный (осадочный) источник циркона.

Древний модельный возраст породы (2.2 млрд. лет) не противоречит предположению о том, что циркон мог быть омоложен, однако полная потеря радиогенного свинца всеми зёрнами циркона возможна при переходе циркона в метамиктное состояние. Расчёт накопленной дозы α -распада при измеренных концентрациях урана и тория показал, что циркон не мог стать метамиктным за время от 2.2 млрд. лет до 800-600 млн. лет. Таким образом, полная потеря радиогенного свинца маловероятна.

Признаки осадочной природы протолита эндербито-гнейсов в геологическом строении ассоциации не обнаружено. Поэтому детритовое происхождение циркона с разновозрастными источниками в диапазоне 840-600 млн. лет также маловероятно.

Предположение о пребывании ассоциации пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма на протяжении 240 млн. лет маловероятно, поскольку геологическая история этой ассоциации связана с развитием подвижного пояса. Следует отметить, что на рассматриваемом отрезке конкордия и дискордия неразличимы с учётом имеющихся аналитических погрешностей, и в действительности точки могут располагаться вдоль коротких дискордий. В этом случае величины СКВО для проб АВ2 и 2914 равны 1.9 и 0.79 соответственно, хотя верхние и нижние пересечения дискордий с конкордией на рис.1 могут и не иметь значимого геологического смысла с учётом взаимного расположения прямых по отношению к конкордии и величин погрешностей.

Таким образом, несмотря на неоднозначность полученных геохронологических данных, можно сделать вывод о том, что ранняя генерация цирконов в эндербито-гнейсах Северного Прибайкалья образовалась 840 млн. лет назад, а поздняя – около 600 млн. лет назад и между ними наблюдается дискордантное соотношение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 11-05-01052 и 11-05-00062).

Литература

Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. // Докл. АН. 2000. 371: 652-654.

Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. // Докл. АН. 1993. 332: 195-201.

Ashwal L.D., Tucker R.D., Zinner E.K. // *Geochim. cosmochimica acta* 1999. 63:2839-2851.

Möller A., O'Brien P. J., Kennedy A., Kroner A. // *J. Metam. Geol.* 2002. 20: 727-740.

Пространственно-временные закономерности вулканической активности Срединного хребта Камчатки в голоцене

Певзнер М.М.

Гин РАН, Москва

В результате проведения комплексных геохронологических работ доказано наличие голоценовой вулканической активности в Срединном хребте, который ранее считался зоной потухшего вулканизма. Были изучены отдельные эруптивные центры и связанные с ними отложения, определены возраст и продуктивность крупнейших извержений. Установлено, что крупнейшие извержения подчиняются строгим пространственно-временным закономерностям проявления. Это выражается в группировании событий, которое характеризуется направленной миграцией вулканизма. В пределах одного вулканического массива несколько извержений могут происходить субодновременно или с небольшим временным интервалом (до 100 лет). При этом вулканические центры расположены цепочкой и активизируются последовательно в северном направлении. Такие короткоживущие цепочки выделяются в качестве групп. Их протяженность не превышает 30 км. Вулканические извержения и сейсмогенные обвалы, зафиксированные в нескольких разрозненных вулканических массивах, могут образовывать и долгоживущие (до 1000 лет) цепочки протяженностью до 250 км. Они выделены в супергруппы. Для них также характерна последовательная активизация центров в северном направлении. Таким образом, для голоцена Срединного хребта выявлен эффект направленной миграции вулканической активности: извержения вулканических центров, формирующих группы и супергруппы, во всех случаях происходят последовательно с юга на север.

Начало образования групп и супергрупп, в том числе выделяемых по сейсмогенным обвалам, маркируют десять импульсов эндогенной активности. Хронологически импульсы образуют пять пар, проявляющихся с периодичностью в 2.5 тысячи лет. При этом временной интервал, разделяющий импульсы одной пары, составляет около 300 лет. Первый импульс единичной пары всегда проявляется в более северных, а второй – в

более южных районах хребта; таким образом, для всех пяти пар импульсов фиксируется направленная миграция активности, ориентированная к югу.

На рис. 1 видно, что пары импульсов проявляются в Срединном хребте спустя 500-1000 лет после начала этапов усиления эксплозивной активности вулканов Северной Пацифики. При этом извержения-гиганты фронтальной зоны Камчатки такого «запаздывания» не имеют. Кроме того, установлено, что южная и северная части хребта «отзываются» на крупнейшие извержения, происходившие, соответственно, в южных и северных секторах фронтальных зон Камчатки. Наиболее очевидным объяснением такой ситуации представляется тыловое положение Срединного хребта по отношению к Курило-Камчатскому желобу. Вышеприведенные данные позволяют предполагать, что импульсы эндогенной активности приходят в Срединный хребет извне, скорее всего со стороны Тихоокеанской плиты и характеризуют особенности геодинамических напряжений всего Камчатского региона. Расстояние между хребтом и вулканами фронтальной зоны приблизительно 200 км. Учитывая время «запаздывания» (500-1000 лет), можно посчитать скорость их миграции. Она составляет 0,2-0,4 км/год, что соответствует наиболее распространенным скоростям направленной миграции вулканизма внутри групп и супергрупп Срединного хребта. Периодические импульсы эндогенной активности – в силу своего регионального значения – могут быть использованы для прогноза повторяемости катастрофических Камчатки.

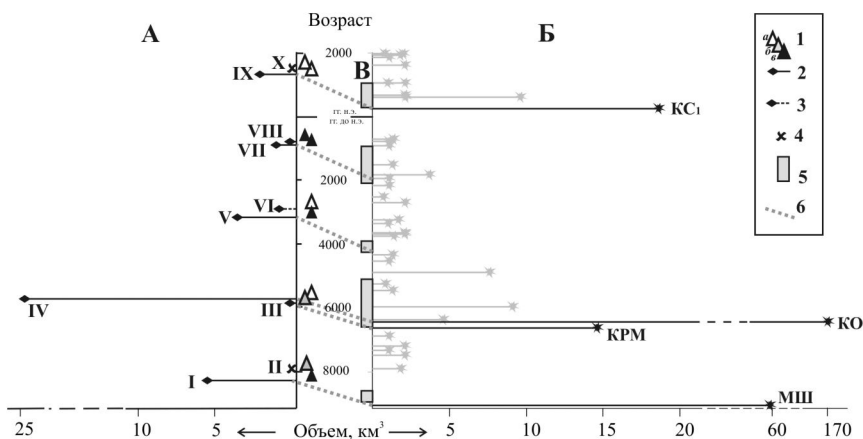


Рис. 1. Эпизоды усиления вулканической активности голоцена. А – Срединного хребта Камчатки. Б – Фронтальных вулканических зон Камчатки по [Пономарева, 2010], с изменениями и дополнениями автора. В – Северной Пацифики по [Пономарева, 2010].

Условные обозначения: 1 – импульсы эндогенной активизации (I-X),

проявленные в: а – южной, б – центральной, в – северной части хребта; 2 – группы извержений; 3 – начало позднеголоценовых этапов активизации вулканов Хангар и Ичинский (вне масштаба); 4 – сейсмогенные обвалы; 5 – пики эксплозивного вулканизма, зафиксированные для Каскадных гор, Японской, Курило-Камчатской и Алеутской дуг; 6 – тренды «запаздывания».

Последняя пара импульсов (IX и X) зафиксирована в эруптивной истории хребта около 500 лет назад (рис. 1). Строгая периодичность пар импульсов, вызывающих крупнообъемные извержения (2.5 тысячи лет), позволяет предположить, что в ближайшие 2 тысячи лет в Срединном хребте ожидать крупных событий не приходится. Вулканическая активность, скорее всего, будет выражаться в слабых эксплозиях стратовулканов. Считая, что сильные извержения хребта происходят с запаздыванием в 500-1000 лет после извержений-гигантов фронтальной зоны, можно также предположить, что и во фронтальных частях полуострова в ближайшую тысячу лет не произойдет событий, соизмеримых по мощности с кальдерообразующими извержениями Курильского озера (КО) и вулкана Ксудач (КС1) или с извержениями, характеризующимися крупномасштабными разрушениями постройки вулкана (Шивелуч, МШ).

Из правой части рисунка удалено извержение вулкана Хангар, т.к. оно относится к Срединному хребту; извержения с объемом $<10 \text{ км}^3$ показаны как фоновые; крупнейшие извержения фронтальной зоны: кальдера Курильского озера (КО) и кальдера Ксудач (КС1) на Южной Камчатке; кальдера Карымская (КРМ) на Восточном вулканическом фронте; извержения, связанные с образованием вулкана Молодой Шивелуч (МШ) на севере вулканической зоны Центральной Камчатской депрессии.

Литература

Пономарева В.В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тefры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений / Автореферат диссертации ... доктора географических наук. М. 2010. 50 с.

Хемотратиграфия и проблема возраста котерской и уакитской серий, поздний докембрий (?) внутренних районов Байкальской горной области

Покровский Б.Г., Буякайте М.И.

ГИН РАН, Москва

Типовые разрезы позднего докембрия располагаются на севере Байкало-Патомского нагорья, где выделяются в патомский комплекс. В

течение длительного времени возраст патомского комплекса оставался предметом дискуссий. Его нижнюю часть обычно относили к среднему, а верхнюю – к позднему рифею. В настоящее время результаты хемотратиграфии [1] и биостратиграфии [2] позволяют уверенно относить накопление верхней части патомского комплекса (дальнетайгинскую и жуинскую серию) к венду, а нижнюю (балаганахскую серию) – к верхам позднего рифея (~700 млн. лет).

Во внутренних районах Байкальской горной области вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения катерской, уакитской, икатской и др. серий, которые традиционно относились к позднему докембрию и сопоставлялись с отложениями патомского комплекса [3], располагаются в обширных впадинах, разделенных выходами более древних метаморфических пород и палеозойских гранитов. В последнее время, однако, во многих толщах, относимых к позднему докембрию, была обнаружена палеозойская флора и фауна, что заставило изменить представления об их возрасте и внести существенные коррективы в схему геодинамического развития Байкальской горной области [4]. В отложениях уакитской серии, в частности, были обнаружены миоспоры, характерные для позднего девона [5].

Нами изучен изотопный состав стронция, углерода, кислорода и сульфидной серы в котерской серии, занимающей обширную территорию в Северо-Муйском хребте, и уакитской серии, развитой на южном склоне Южно-Муйского хребта. Несмотря на сходство геологического строения (нижние свиты обеих серий сложены песчаниками и туфо-песчаниками, верхние – известняками и доломитами), изотопные характеристики серий оказались резко различными. В известковистых доломитах няндонинской свиты, которая участвует в строении котерской серии установлены рекордно низкие для неопротерозоя всей Байкальской горной области отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7056 - 0.7064$. Сопоставление этих величин с существующими эволюционными кривыми изотопного состава стронция в неопротерозойском океане [6, 7] позволяет предположить, что возраст няндонинской свиты близок к 850 млн. лет. Умеренно высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до 4.5‰) хорошо согласуются с этим выводом. Формирование няндонинской свиты, очевидно, происходило на самой ранней стадии расширения палеоазиатского океана. Черные известняки согласно залегающей на няндонинской баргузинской свиты, мощностью около 2 км, характеризуются заметно более высоким минимальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70715$ и значениями $\delta^{13}\text{C}$, достигающими 10.5‰. Можно предполагать, что она древнее мариинской свиты (балаганахская серия патомского комплекса), в карбонатах которой отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не опускаются ниже 0.7075, а значения $\delta^{13}\text{C}$ не поднимаются выше 8.5‰. Возраст баргузинской свиты, вероятно, лежит в интервале 750-800 млн. лет.

В нерундинской свите, участвующей в строении уакитской серии, установлены мощные (сотни метров) горизонты черных известняков как с аномально высокими (до 7.0‰), так и с аномально низкими (до -5.9‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$, которые не обнаружены в котерской серии, но не характерны также и для девонских разрезов. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках нерундинской свиты сравнительно однообразны и в основном находятся в интервале 0.7084-0.7088, исключая возможность ее корреляции с баргузинской свитой и вообще отнесения к неопротерозою. Столь высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ появляются только в переходных толщах от венда к кембрию. Несколько ниже (0.7080 ± 0.0002) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и в позднем девоне. Изотопный состав серы в обильных сульфидах котерской и уакитской серий также резко различен: в котерской серии (няндонинской свите) величины $\delta^{34}\text{S}$ в основном лежат в интервале 12.5...18.5‰, что типично для неопротерозойских сульфидов, в частности Холодненского Pb-Zn месторождения и золоторудного месторождения Сухой Лог, тогда как в Уакитской серии (мухтунной свите) они близки к 0 ($0.7 \pm 1.4\%$).

Однозначно определить возраст нерундинской свиты, руководствуясь как биостратиграфическими так и хемотратиграфическими данными, в настоящее время сложно. Если пренебречь плохо контролируемой постседиментационной трансформацией изотопных систем, а также наличием девонских миоспор, которые, по крайней мере, теоретически, могли быть занесены карстовыми процессами, нерундинскую свиту можно отнести к переходным толщам от венда к кембрию, для которых характерны отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7085 \pm 0.0002$ и чередование отрезков с высокими и низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$. Этот вывод, в принципе, неплохо согласуется с наличием в ютконской свите, согласно залегающей на нерундинской [3], ранне-кембрийских археоциат (наряду, впрочем, с карбоновой флорой).

Невозможно полностью исключить, что нерундинская свита, в строении которой большая роль принадлежит калькаренитам, сформировалась в девоне в результате механического переотложения докембрийских пород, при котором частично сохранился изотопный состав углерода, но был полностью преобразован, в результате постседиментационной перекристаллизации, изотопный состав стронция. Биогенную или хемогенную седиментацию известняков нерундинской свиты в девоне следует признать маловероятной.

Литература

[1] Покровский Б.Г., Мележик В.А. Буйкайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. - 2006. - Сообщение 1: - №5. - С. 505-530. - Сообщение 2: - №6. - С. 642-654.

[2] Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal_Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011.

[3] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М. Недра. 1972. 515 с.

[2] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеазиатского океана в позднем рифее – палеозое. Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 589–614

[3] Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно- Байкальской горной области: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 17 с.2003

[4] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. С. 3-39. Кузнецов и др., 2003;

[5] Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precambrian Research.* 2010. V. 182. P. 337–350.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы 4 ОНЗ РАН и РФФИ, проект 10-05-01061.

Разновременность формирования различных сегментов ОЧВП (по данным Ar-Ar и SHRIMP U-Pb изотопного датирования): результат движения литосферных плит

Полин В.Ф.¹, Тихомиров П.Л.², Сахно В.Г.¹

¹*ДВГИ ДВО РАН, Владивосток;*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.*

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) характеризуется сложной вещественно-структурной зональностью, чем отчасти объясняется неоднозначность толкования его пространственных и хронологических границ. В последние годы появилась серия работ, в которых предприняты активные усилия по ревизии возраста ОЧВП на основании новых аргон-аргоновых и уран-свинцовых датировок вулканогенных пород [1-5, 7 и др.]. При этом установлено, что в некоторых сегментах пояса извержения вулканитов начались в сеноне (89-86 млн. лет назад) – значительно позже альбского века, который традиционно, вслед за В.Ф. Белым, до недавних пор принимался за время зарождения Пояса на всем его протяжении.

В данном контексте представляются весьма интересными полученные авторами новые результаты U-Pb и Ar-Ar датирования пород вулканогенных формаций Преддзугджурского прогиба Западно-Охотской вулканической зоны (ЗОВЗ) ОЧВП, которые позволили, вкупе с литературными данными, подтвердить намечаемую в работах [4, 5] разновременность становления Пояса в разных его сегментах.

В юго-западной части ОЧВП (ЗОВЗ: Преддзугджурский прогиб, южная, возможно, и центральная часть Ульяновского прогиба, Куйдусунский прогиб) начало формирования поясовых вулканитов (так называемые «ранние андезиты») приходится на начало – середину альба (наши неопубликованные данные аргон-аргонового датирования по амфиболам немуйканского комплекса: 109.7 ± 1.5 – 108.8 ± 1.5 млн. лет назад; еманринская свита: 106.2 ± 1.8 млн. лет [3]). «Расцвет» поясового вулканизма в Преддзугджурье – становление магейского комплекса приходится на альб-сеноманский отрезок (U-Pb SHRIMP определения, ранний, средний, поздний этапы, соответственно: 103.8 ± 1.5 ; 101.0 ± 1 ; от 95.4 ± 1.6 до 93.9 ± 1.4 млн. лет назад). Для его близкого аналога в Ульяновском прогибе – тоттинского комплекса – имеется U-Pb SHRIMP-датировка в 96.6 млн. лет [3]. Завершение надсубдукционного (кислого) вулканоплутонизма (тунумский и гавынский комплексы) приходится на турон (93-90 млн. лет, [3] и наши неопубликованные данные). Интересно, что на северо-западном фланге Ульяновского прогиба породы завершающего надсубдукционный этап уракского комплекса имеют уже датировки 84-80 млн. лет [2], в то время как начальные фазы этого этапа (нижнеманринский комплекс) характеризуются все еще альбским возрастом (106-99 млн. лет, по: [2]).

В Охотском и Центрально-Чукотском секторах (предположительно, и в расположенных между ними Пенжинском и Анадырском секторах Пояса) начало становления ОЧВП приходится на сеноман (99-94 млн. лет), а завершение надсубдукционного этапа – на кампан (84-81 млн. лет) [1, 2, 4, 5 и др.].

Приведенные факты показывают, что проявления окраинно-континентального вулканизма в центральной части вулканогена (от басс. р. Ола до истоков р. Анадырь и басс. оз. Эльгыгытгын) сдвинуты во времени на 8-10 млн. лет в сторону омоложения относительно близких им по положению в разрезе и вещественному составу вулканогенных комплексов из Преддзугджурского прогиба и юго-западной (центральной?) части Ульяновского прогиба Западно-Охотской вулканической зоны.

Аналогичная картина наблюдается при сопоставлении времени зарождения и затухания Пояса в Охотском и юго-западной части Центрально-Чукотского сектора (ЦЧС) относительно этих параметров в северо-восточном крыле Чукотского звена ОЧВП. В Пегтымельском прогибе ЦЧС и Амгуэмо-Канчаланском поле Восточно-Чукотской вулканической зоны (ВЧВЗ) начальные фазы вулканизма (алькаквуньский, кытэпкайский,

нырвакиннотский комплексы) характеризуются турон-коньякским возрастом (90? – 88.1 млн. лет); завершение кислого надсубдукционного вулканизма (золото-сереброносный леурваамский комплекс) имело место в кампане: 76-75 млн. лет назад [4, 7]. Только в Румилетской кальдере (крайний юго-восточный фланг ВЧВЗ), по данным [1], у вулканитов вновь наблюдаются временные характеристики, присущие Охотскому сектору и юго-западной части ЦЧС ОЧВП: начало вулканизма приходится на сеноман-турон (этелькуомский комплекс: 93.5 млн. лет назад), завершение надсубдукционного этапа – на ранний кампан (84 млн лет).

Как видно из приведенных данных, для подавляющей части ОЧВП наблюдается пошаговое («блоковое», «секториальное») омоложение возраста начала и завершения его проявлений с юго-запада на северо-восток-восток; намечается особая история становления трех крупных его частей: (1) Западно-Охотской зоны, (2) северо-востока ОЧВП, включая ВЧВЗ и большую часть ЦЧС и (3) всего остального Пояса.

Проявления постсубдукционного, базальтоидного либо бимодального по составу, вулканоплутонизма хорошо увязываются во времени с отмеченной выше «пошаговой» тенденцией становления Пояса. Образование постсубдукционных комплексов происходит после завершения надсубдукционного этапа формирования ОЧВП, с перерывом от 3-5? млн. лет в Охотском и Центрально-Чукотском секторах до 1-2 млн. лет в Амгуэм-Канчаланском поле Восточно-Чукотской зоны [2, 4].

Масштабное изотопное датирование главных стадий формирования ОЧВП на основе прецизионных методов позволяет достаточно надежно ограничить время зарождения и затухания вулканизма в разных сегментах этой планетарной структуры. В истории ее становления наблюдается серия импульсов разносоставного вулканизма, прерываемых значимо меньшими по длительности периодами покоя. Как отмечено в [1], начало формирования пояса 106-105 млн. лет назад (по нашим данным, 110-109 млн. лет) хорошо коррелируется с резким возрастанием скорости движения плиты Изнагаи, что демонстрирует связь начала функционирования надсубдукционного Пояса с глобальными событиями в Северо-Западной Палеооцифике. На основе вышеизложенных материалов можно констатировать, что впервые ОЧВП как надсубдукционный пояс заложился на юге и лишь потом распространился на север. Наблюдаемая картина разновременного формирования отдельных сегментов ОЧВП подтверждает высказанный в [6] тезис о том, что изменение направления и движения тихоокеанских плит диктует природу тектонической и магматической активности вдоль континентальной палеоокраины многих регионов.

Литература.

1. Акинин В.В., Ханчук А.И. // ДАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654-658.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1-42.

3. Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л. // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 5. С. 12-24.

4. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Сергеев С.А., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкап Е.Дж. // ДАН. 2010. Т. 343. № 3. С. 365-371.

5. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 81-95.

6. Armstrong R.L., Ward P.L. // Evolution of the Western Interior Basin. Special Paper – Geological Association of Canada. 1993. V. 39. P. 49-72.

7. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu. and Nakamura E. // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2012. V. 221-222. P. 14-32

Два этапа рудообразования на золото- полиметаллическом месторождении березитовое западной части Селенгино-станового супертеррейна: результаты Ar/Ar геохронологических исследований

**Пономарчук Ан.В.¹, Сорокин А.А.², Травин А.В.¹,
Пономарчук В.А.¹**

*¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,
antronotar@gmail.com; ²Институт геологии и природопользования
ДВО РАН, Благовещенск, sorokin@ascnet.ru*

Селенгино-Становой супертеррейн [Парфенов и др., 2003] юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона является одной из ключевых структур Восточной окраины Азии. Основу его геологического строения составляют традиционно выделяемые условно ранне- и позднекембрийские комплексы, а также многочисленные интрузивные и вулканоплутонические ассоциации палеозоя и мезозоя.

Сложная и многостадийная эволюция тектонических структур, в ходе которой функционировали разновозрастные и разнотипные магматические и рудообразующие системы, обусловленные различными геодинамическими обстановками, привела к формированию не менее сложного металлогенического облика региона. При этом изотопно-геохронологическая изученность большинства рудных объектов вплоть до недавнего времени также оставалась слабой, что затрудняло корреляцию тектонических, магматических и рудообразующих процессов. Однако в последние годы

стали проводиться планомерные геохронологические исследования рудных месторождений [Моисеенко и др., 1997, 1999; Берзина и др., 1999; Мельников и др., 2009 и др.; Сотников и др. 2005, 2007а, 2007б] на основе современных аналитических методик, результаты которых позволяют увязать рудный процесс с теми или иными магматическими комплексами.

Подобные исследования выполнены и для Березитового золото-полиметаллического месторождения, расположенного в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна в бассейне верховьев р. Ольдой.

Рудные тела месторождения локализованы в гранитоидах, относимых к тукуруингрскому комплексу, возраст которых дискусионен. В легендах геологических карт эти образования традиционно относятся к раннему протерозою, хотя результаты геохронологических исследований (U-Pb метод по цирконам) указывают на мезозойский возраст [Ларин и др., 2005]. Рудная зона месторождения представлена гранат-кварц-серицитовыми метасоматитами с золото-полиметаллической минерализацией, окаймленной гранат-кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами. Она имеет линзовидную в плане форму, мощность от 110 до 10-12 м, простирание ее северо-западное при крутом падении на юго-запад [Эйриш, 2002; Вах 2009].

В результате проведенных исследований было установлено два этапа формирования рудоносных метасоматитов.

Характер графика ступенчатого отжига серицита из мусковит-кварц-серицитового метасоматита (обр. А-440) позволяет выделить плато, соответствующее возрасту 131.3 ± 2.3 млн. лет (92% выделенного ^{39}Ar). Возраст плато серицита из гранат-кварц-мусковит-серицит-калишпатового метасоматита (обр. А-439) соответствует возрасту 132.4 ± 2.2 млн. лет (84% выделенного ^{39}Ar) [Мельников и др., 2009]. Эти датировки позволяют уверенно связать рассматриваемый этап оруденения со становлением гранитоидов амуджиканского комплекса, для которых нами получены надежные значения возрастов в интервале 134-132 млн. лет.

Помимо этого, были исследованы серицит-кварцевые метасоматиты (обр. ПВ-18), наложенные на гранат-кварц-мусковит-серицит-калишпатовые разности. На аргограмме серицита, выделенного из этой породы, отчетливо выделяется плато с возрастом 125.3 ± 1.2 млн. лет (94 % выделенного ^{39}Ar), что надежно фиксирует возраст проявления гидротермального процесса. Полученный возраст близок возрасту становления даек лампрофиров (126-122 млн. лет).

В целом, можно отметить, что для двух типов метасоматитов получены два значения возрастов. Мусковит-кварц-серицитовые и гранат-кварц-мусковит-серицит-калишпатовые рудные метасоматиты имеют возраст в интервале 132-131 млн. лет, что позволяет связать их формирование с амуджиканским комплексом. В тоже время возраст наложенных на них серицит-кварцевых метасоматитов составляет ~ 125 млн. лет, и он близок возрасту становления даек лампрофиров. Таким образом, на основании

геохронологических данных на Березитовом месторождении устанавливается, как минимум, два этапа рудообразования, что подтверждается структурными и минералогическими исследованиями [Вах и др., 2009].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-П-СО-08-030.

Литература

Берзина А.П., Сотников В.И. // Геология и геофизика, 1999, т.40 (11), с. 1605-1618

Вах А.С., Моисеенко В.Г. // Доклады академии наук, 2009, том 425 №2, с. 204-207

Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, 2005, т. 2, с. 9 -22

Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 3, с. 258-265

Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. // Доклады академии наук, 1997, т.355, № 3, с. 369-371

Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 2, с. 354-356.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7-41.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Гимон В.О. // Доклады академии наук, 2005, т. 403, № 4, с. 522-525.

Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П., Гимон В.О. // Доклады академии наук, 2007а, т.416, № 6, с.794-798.

Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Гимон В.О., Сорокин А.П. // Геология и геофизика, 2007б, т.48 (2), с.229-237.

Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия) // Владивосток, Дальнаука, 2002, 194 с.

Использование методов изотопной геохронологии для решения геoarхеологических задач (на примере Дальнего Востока России)

Попов В.К., Будницкий С.Ю.

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Определение абсолютного возраста вулканических пород имеет первостепенное значение для решения не только геологических задач, оно не менее важно в геоархеологических исследованиях, связанных с изучением и поисками коренных проявлений (источников) каменного сырья из вулканических пород (базальтов, андезитов, вулканических стекол, пепловых туфов и др.), используемого для изготовления каменных орудий. На Дальнем Востоке России и сопредельных территориях геоархеологические исследования связаны с изучением обсидиановых орудий в памятниках каменного века на основе геохимического изучения и корреляции археологических и геологических образцов [Вулканические ..., 2000]. Тем не менее, исследователи часто сталкиваются с проблемой идентификации и выявления источников (мест сбора или добычи) вулканического стекла. Особенно это важно для областей современного вулканизма (Камчатка, Курилы, Япония), где имеется большое количество проявлений вулканического стекла, однако их геохимический состав еще не изучен. В то же время изученность вещественного состава обсидиановых артефактов из археологических памятников высока [Попов и др., 2006; Кузьмин и др. 2008 и др.]. Поэтому перед исследователями часто возникает проблема выявления источников «неопознанных» обсидиановых артефактов. Ее решение возможно «обратным» методом – с помощью геохронологического изучения археологических образцов, их «привязку» к коренным проявлениям обсидиана соответствующего возраста с последующим геохимическим изучением геологических образцов и интерпретацией полученных данных. Решение обратной задачи с использованием К-Аг датирования артефактов, позволяет ограничить круг рассматриваемых объектов, а иногда с большой степенью вероятности установить местонахождение коренных источников обсидиана. Так, на территории Приморья остаются невыясненными два источника обсидиана для археологических образцов (обсидиановых орудий), выделенных в геохимические группы «Самарга» и «вулкан Пектусан» [Вулканические ..., 2000]. На Камчатке из 16 геохимических групп вулканического стекла для 7 из них источники обсидиана пока неизвестны [Grebennikov et al., 2010]. В докладе будут рассмотрены примеры решения таких задач на основе проведенного нами К-Аг датирования образцов вулканического стекла из коренных проявлений и археологических памятников.

К/Аг датирование образцов проводилось в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН. Содержание радиогенного аргона в образцах измерялось по оригинальной методике CF-GC-IRMS с лазерной системой плавления [Ignat'ev A. V. et al., 2010], разработанной сотрудниками лаборатории. Изотопный состав аргона анализировался на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific). Данный метод позволяет датировать образцы по очень малому количеству материала (до 5 мг) с высокой точностью. Содержание калия

определялось методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии в лаборатории Аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Разработанный метод может успешно применяться в геархеологических исследованиях.

Нами были получены новые данные абсолютного возраста вулканических стекол (обсидианов) из коренных появлений и археологических памятников Дальнего Востока России – Приморья, Камчатки, Приохотья и Колымы. Основные результаты К-Аг датирования геологических и археологических образцов обсидиана сводятся к следующему:

1. Проведено К/Аг датирование образцов обсидиана трахириолитового состава из археологических памятников на юге Приморья близких по химическому составу к природным стеклам вулкана Пектусан, расположенного на границе Китая и Северной Кореи. Было установлено, что геологический возраст обсидиана составляет $1,255 \pm 0,037$ млн лет. Полученная датировка хорошо согласуется с геологическими данными, полученными корейскими геологами и подтверждает правильность сделанного авторами работы [Вулканические ..., 2000] вывода о нахождении коренного источника обсидианов данной геохимической группы на вулкане Пектусан. Кроме того, полученные значения абсолютного возраста для данного типа пород слагающих постройку вулкана являются новыми и позволяют уточнить схему геохронологической последовательности его извержений в плиоцен-четвертичный период.

2. Результаты калий-аргонового датирования обсидиановых артефактов из археологических памятников Самарга и Светлая-устье на севере Приморья позволили значительно сократить ареал поиска местонахождения источника обсидианов среди вулканических структур Восточного Сихотэ-Алиня и выделить близкую им по возрасту (эоцен) постройку Буинского палеовулкана, в пределах которой возможно и расположено проявление вулканических стекол данного геохимического типа.

3. Получены первые К/Аг датировки обсидианов из коренных проявлений Ичинского вулканического центра и северной части Срединного хребта Камчатки. Результаты исследования подтверждают сделанные ранее [Леонов и др., 2008] выводы о раннеплиоценовом возрасте кислого вулканизма Срединного хребта. Полученные К/Аг датировки обсидиановых артефактов из археологических памятников Камчатки позволили предположить местонахождение источников археологического обсидиана среди разновозрастных структур Восточной и Южной Камчатки, и Срединного хребта. Полученные данные являются оригинальными и дополняют геохронологическую схему развития неоген-четвертичного Камчатки.

4. Впервые определен геологический возраст обсидиановых артефактов из археологических памятников Приохотья и Колымы. Результаты К/Аг датирования и геохимический состав вулканических стекол свидетельствуют о их связи с плиоцен-четвертичным этапом вулканизма, широко проявленным на Камчатке. Сделано предположение о местонахождении

источников изученных обсидиановых артефактов в вулканических постройках Срединного хребта Камчатского полуострова.

Литература

Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты. Владивосток, 2000. 168 с.

Кузьмин Я.В., Попов В.К., Пташинский А.В., Дикова М.А., Гласкок М.Д. // Труды II (XVIII) Всероссийского археологического съезда в Суздале. Т. III. М.: ИА РАН. 2008. С. 372-374.

Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Rogozin A.N. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2008. С. 187-196.

Попов В.К., Пташинский А.В., Кузьмин Я.В. и др. // Северная Пацифика – культурные адаптации в конце плейстоцена и голоцена. Материалы Международной конференции «По следам древних костров...». Магадан: Издательство СМУ, 2005. С. 106-111.

Grebennikov A.V., Popov V.K., Glascock M.D. et al. // Crossing the Straits: Prehistoric Exploration in the North Pacific Rim. Oxford: Archaeopress. 2010. P. 89-120.

Ignat'ev A. V., Velivetskaya T.A., Budnitskii S. Yu. A. //J. Analyt. Chem., 2010. V. 65, No. 13. P. 1347-1355.

U-Pb датирование гранитов и метасоматитов Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал)

Прибавкин С.В.¹, Монтеро П.², Беа Ф.², Ферштатер Г.Б.¹

¹*ИИГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия;*

²*Департамент минералогии и петрологии, Университет города
Гранада, Испания*

Березовское рудное поле, по данным Бородаевского и Бородаевской (1947), представляет собой системы расходящихся даек гранит-порфиров субмеридионального и северо-восточного простирания, расположенных над полого погружающейся к северу кровлей Шарташского гранитного интрузива и иногда входящие в его контуры. Вмещающими породами для даек являются раннеостроводужные вулканогенно-осадочные образования О-С и тела альпинотипных гипербазитов.

Данные абсолютного возраста пород рудного поля (К-Ar, Sm-Nd и Rb-Sr методы) приведены в работах Л.Н. Овчинникова (1963, 1969, 1976), М.А. Гаррис (1964), В.Н. Сазонова (1970, 1975), Лайпанова (1977),

А.И. Грабежева (1977), Д.С. Штейнберга (1989), И.А. Бакшеева (2011). Они указывают на формирование магматических пород, метасоматитов и оруденения в широком возрастном интервале от 355 до 220 млн. лет. По данным Сазонова с соавторами (2001) образование гранитов Шарташского массива и гранит-порфиров произошло 350-355 млн. лет назад (К-Аг метод), а формирование метасоматитов началось сразу после становления дайкового комплекса. При этом метасоматиты в некоторых частях рудного поля формировались в интервале 220-240 млн. лет. Выявленная Штейнбергом с соавторами (1989) Rb-Sr изохронная зависимость для пород Шарташского массива указывает на его формирование около 328 ± 16 млн. лет, а интерпретация Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем шеелитов, позволило Бакшееву и Беляцкому (2011) датировать рудный процесс 347 ± 12 млн. лет. Среди других возрастных данных можно выделить К-Аг датировки, полученные Овчинниковым (1976) и Грабежевым (1977), указывающие на время гранитообразования и последующего оруденения в интервале 310-295 млн. лет. Последние датировки, кажутся нам наиболее вероятными, т.к. хорошо вписываются в эволюцию гранитного магматизма Среднего Урала, рассмотренную в работах Веа (1997) и Ферштатера (2003) с соавторами.

С целью решения проблемы возраста интрузивных пород и оруденения Березовского рудного поля нами выполнено датирование циркона U-Pb методом из гранита второй интрузивной фазы Шарташского массива (Шарташский карьер, город Екатеринбург), дайки гранит-порфира и аподайкового карбонат-пирит-кварц-серицитового метасоматита (рудный склад, шахта Центральная, город Березовский).

Гранит: $\text{SiO}_2 = 69.7 \%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.54-0.69$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.8-8.7 \%$; $\text{A}/\text{CNK} = 0.95-1.05$; $\text{mg}\# = 0.4-0.47$. Минеральный состав представлен плагиоклазом $\text{An}_{32-25} - 53\%$, кварцем – 22%, микроклином – 17%, биотитом – 7%, эпидотом – 1%. Конкордантный возраст циркона 302 ± 3 млн. лет.

Гранит-порфир: $\text{SiO}_2 = 71.2 \%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.3$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.4\%$; $\text{A}/\text{CNK} = 1.02$; $\text{mg}\# = 0.37$. Вкрапленники представлены плагиоклазом $\text{An}_{3.7} - 25\%$, кварцем – 10%, альбитизированным калиевым полевым шпатом – 10%, биотитом (частично замещенным мусковитом и карбонатом) – 5%. Тонкозернистый базис сложен альбитом, кварцем, мусковитом. Конкордантный возраст циркона составляет 305 ± 7 млн. лет и находится в пределах погрешности с возрастом гранитов массива. Модальное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - 303$ млн. лет.

Карбонат-пирит-кварц-серицитовый метасоматит (березит): $\text{SiO}_2 = 69.4 \%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 9.8$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.4 \%$; $\text{A}/\text{CNK} = 2.1$; $\text{mg}\# = 0.35$. Минеральный состав: кварц – 45%, мусковит – 49%, пирит – 5%, карбонат – 1%. В метасоматите сохраняются элементы исходной порфировой структуры. Кристаллы циркона имеют схожий облик и внутреннее строение с кристаллами из дайки и гранита. Они идиоморфны, бесцветны или

желтоватые, прозрачные или имеют слабо просвечивающие зоны, обладают зональным строением, трещиноваты. Возраст циркона составляет 294 ± 2 млн. лет (модальное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 294 млн. лет). Не смотря на то, что датировки циркона показывают более молодой возраст по сравнению с неизменной породой, это различие может быть результатом малого количества измерений и не отражать время метасоматоза. Для выделения гидротермальных цирконов согласно Hoskin and Schaltegger (2003) требуется изучение их структурно-морфологических и геохимических особенностей.

Ранее в работе Прибавкина и Пушкарева (2007) было установлено, что сульфидно-кварцевые прожилки в Шарташском массиве, секутся дайками ультрамафических лампрофиров с Ag-Ag возрастом по фенокристам флогопита 284 ± 4 млн. лет. Эти дайки определяют верхнюю границу золотого оруденения. Нижняя граница определяется возрастом гранитов Шарташского массива и даек рудного поля.

Применение U-Pb метода позволило нам более точно определить время формирования гранитоидов Березовского рудного поля и уточнить возрастную интервал золотого оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проект № 12-05-00132-а; совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004 и 12-С-5-1022; программы Президиума РАН № 12-П-5-1024; IBERSIMS № 1.

Литература

Бакшеев И.А. Беляцкий Б.В. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы шеелита Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2011. № 4

Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947

Грабежев А.И., Берзон Р.О., Нейкур Т.Л. Особенности метасоматизма пород восточноуральских золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами различной фаціальности. В кн.: Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск, 1977

Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Малярова Г.В. и др. Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя. В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород (XVIII сессия). М.: Наука, 1976

Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Доклады АН, 2007. т. 412. № 5

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

Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика, 2003. т. 44. № 12

Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузивно-дайкивого комплекса // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО АНСССР, 1989

Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen // Tectonophysics, 1997. v. 276. № 1-4

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003. v. 53

^{190}Pt - ^{186}Os и ^{187}Re - ^{187}Os изотопные системы в геохимии и космохимии

Пухтель И.С.

University of Maryland, College Park, MD 20742, USA

В последние 20 лет, в связи с бурным развитием тонких химических методов и высокоточной масс-спектрометрии, в геохимии и космохимии все более широкое применение находят изотопные системы, основанные на распаде $^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$ ($T_{1/2} = 41.6$ млрд. лет) и $^{190}\text{Pt} \rightarrow ^{186}\text{Os}$ ($T_{1/2} = 469$ млрд. лет). За это время, Re-Os и Pt-Os изотопные методики постепенно перешли из стадий экспериментальных разработок в стадию широкого применения с целью решения фундаментальных проблем геохимии и космохимии. Особенностью рения, платины, и осмия, по сравнению с более традиционными изотопными системами с участием литофильных элементов, является их ярко выраженная сидерофильность/халькофильность, т.е. повышенное сродство к металлической/сульфидной фазам относительно силикатного расплава, что и определяет их уникальность для исследования и датирования таких процессов, как планетарная аккреция и дифференциация, взаимодействие в системе кора-мантия-ядро, рудообразование, и ряд других.

1. Re-Os и Pt-Os хронометрия.

Успех применения ^{190}Pt - ^{186}Os и ^{187}Re - ^{187}Os изотопных систем в качестве геохронометров заключается в том, что они могут использоваться для исследования объектов, которые невозможно напрямую датировать другими изотопными методами. К числу наиболее часто встречающихся применений относятся следующие.

(а) Датирование вулканических толщ основных и ультраосновных лав. При дифференциации основных-ультраосновных расплавов, Os ведет себя как совместимый элемент, тогда как Pt и Re являются несовместимыми. Такое резкое различие в поведении этих элементов приводит к возникновению широкого диапазона Re/Os и Pt/Os отношений в пределах

индивидуальных потоков и дает возможность получить весьма точные датировки.

(б) Датирование рудных процессов. Re-Os и Pt-Os изотопные системы могут напрямую использоваться для изучения рудных минералов, а не силикатных фаз, их включающих. Первым использованием Re-Os системы было датирование молибденитов, которые обладают высокими содержаниями Re и очень низкими – Os, так что практически весь Os в древних молибденитах является радиогенным. На другом конце спектра находится хромит, обладающий высокими концентрациями Os и практически не содержащий Re. Re-Os данные по хромитам позволяют одновременно извлечь петрогенетическую информацию и модельный возраст. Наконец, Re-Os и Pt-Os системы используются для изучения сульфидов с целью получения возрастной и петрогенетической информации о минерализации.

(в) Датирование алмазов. Алмазы часто содержат включения сульфидов, обладающих высокими концентрациями Os. Это позволяет определять возраст формирования алмазов Re-Os методом, а также извлекать петрогенетическую информацию относительно источника вещества, из которого алмазы сформировались.

(г) Датирование богатых органикой осадочных пород. Особенностью сидерофильных элементов является их способность накапливаться в органических соединениях среди осадочных толщ, таких как черные сланцы, угли, нефтеносные залежи, и т.п. Изучение этих пород Re-Os методом позволяет получить как информацию о возрасте осадконакопления, так и изотопный состав Os воды, в которой происходило осадконакопление.

2. Re-Os и Pt-Os изотопные системы как трасеры планетарных процессов.

(а) Хронометрия процессов дифференциации мантии. В отличие от традиционных изотопных систем с участием литофильных элементов, которые концентрируются в одинаковой степени в расплаве и присутствуют в крайне низких содержаниях в мантийных реститах, Os накапливается в последних при плавлении мантии, тогда как Re уходит в расплав. Эти свойства обуславливают уникальность Re-Os системы при датировании процессов плавления мантии. Исследования позволили установить, что возраст континентальной коры в значительной степени коррелируется с временем удаления расплавов из мантии и формированием субконтинентальной, реститовой мантии, и что расплавы, образующиеся в ходе повторного плавления последней, являются важным источником минерализации элементов Pt группы.

(б) Взаимодействие в системах кора-мантия и ядро-мантия. Океаническая кора, состоящая преимущественно из базальтов и осадков, обладает высоким Re/Os отношением. Вернувшись обратно в мантию в зонах субдукции,

океаническая кора трансформируется в эклогит и может просуществовать в виде изолированных блоков до 2-х млрд. лет. Со временем, отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в океанической коре становится высоко-радиогенным. Присутствие материала древней океанической коры в источниках глубинных магм, таких, как коматииты, выявляется на основе изучения в последних изотопии Os в комбинации с литофильными системами. В связи с меньшей несовместимостью Pt при мантийном плавлении и большим периодом полураспада ^{190}Pt , отклонение отношения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в субдуцированной коре от мантийного значения за тот же промежуток времени будет незначительным по сравнению с $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Некоторые коматиитовые и пикритовые лавы, однако, обладают высоко-радиогенными первичными и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношениями. Для объяснения такой особенности существует несколько гипотез, таких, как привнос материала из внешней, жидкой части ядра Земли, изотопное уравнивание в глубинных частях раннего океана магмы, возникшего вследствие столкновения протоземли с планетным телом размером с Марс, и некоторые другие. Решение вопроса о природе радиогенных аномалий Os в мантии имеет ключевое значение для понимания геодинамики планеты, ее термальной истории и времени дифференциации оболочек Земли.

(в) Сидерофильные элементы во внеземном материале: история поздней аккреции планет земной группы. Процессы образования ядра сопровождались практически полным удалением сидерофильных элементов из силикатных порций планет. Несмотря на это, содержания сидерофильных элементов в мантии Земли примерно на три порядка выше, чем можно было бы ожидать на основе экспериментальных данных распределения сидерофильных элементов между металлическим и силикатным расплавом при низких давлениях. Для объяснения этого противоречия выдвинута гипотеза т.н. поздней аккреции, согласно которой около 1% материала с валовым составом близким к таковому в хондритовых метеоритах было привнесено извне и гомогенизировано в составе мантии после последнего уравнивания между ядром и силикатной порцией Земли. В отличие от динамической Земли, поверхность Луны все еще хранит свидетельства поздней бомбардировки в виде импактных кратеров и импактных брекчий. Изучение изотопного состава Os и относительных концентраций сидерофильных элементов в импактитах позволяет реконструировать состав и происхождение импакторов, что имеет большое значение для восстановления ранней истории Солнечной Системы и для решения проблемы происхождения жизни на Земле.

К проблеме возраста псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала: K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb SHRIMP-II изотопные ограничения

Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Платиноносный пояс Урала (ППУ) представляет собой структуру планетарного масштаба, протянувшуюся вдоль 60-го меридиана почти на 1000 км и состоящую из 14 крупных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, площадью от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров [1]. До появления массовых изотопных данных, возраст пород и массивов ППУ определялся по геологическим соотношениям с фаунистически датированными осадочно-вулканогенными толщами Тагильской зоны. Однако во всех известных случаях эти соотношения имеют тектонический характер, что вносит субъективизм в возрастные оценки. Поэтому по разным авторам формирование ППУ могло происходить от ордовика до девона включительно. Первые и немногочисленные в то время K-Ar данные свидетельствовали о вендско-кембрийском возрасте пород [5]. В дальнейшем, были опубликованы систематические K-Ar данные о силурийско-раннедевонском возрасте горнблендитов и флогопитовых клинопироксенитов ППУ [3], затем первые изотопные Sm-Nd данные по породам и минералам [8] и U-Pb по цирконам [13] из габбро-норитов, также указывающие на силурийское время их образования. Эти исследования легли в основу представлений о комагматизме габброидов ППУ островодужным вулканогенным свитам Тагильской зоны Урала [4].

Геологические исследования показали, что многие массивы ППУ обладают сложным строением, часто состоят из различных магматических комплексов, в разной степени деформированных и метаморфизованных и совмещенных друг с другом по зонам «горячих» тектонических швов [1]. Первые изотопные данные, свидетельствующие о длительном формировании пород и массивов ППУ при участии разнородного материала, были получены при изучении цирконов из дунитов Косьвинского Камня в Кытлымском массиве методом Кобера и на ионном зонде Cameca IMS1270 [12]. Разброс значений возрастов по нескольким популяциям циркона составил более 2 млрд. лет, от архея до каменноугольного времени включительно. Все следующие за этим исследования подтвердили присутствие в породах ППУ цирконов с различными возрастными метками и геохимией [10 и др.]. Таким образом, определение времени завершения эндогенных магматических и тектонических процессов в ППУ становилась одной из наиболее актуальных проблем. «Молодые» дунитовые цирконы с высокими содержаниями U и Th

рассматривались Ф. Беа с соавторами [12] как метасоматические, образованные под воздействием псевдолейцитовых тылаитов, для которых Rb-Sr методом был определен каменноугольный возраст [7]. Этот тип тылаитов был впервые описан в Нижнетагильском массиве, а потом они были обнаружены и в Кытлымском массиве ППУ [11]. Необычная порфиرويدная структура и состав этих пород: присутствие нефелина, повышенное содержание щелочей и обогащенность легкими РЗЭ, как предполагалось, могли быть следствием их более молодого возраста по сравнению с другими ультрамафитами ППУ. Однако, при проведении Sm-Nd датирования пород Кылымского массива В.С. Поповым и Б.В. Беяцким [6] для них был определен раннесилурийский возраст, 441 ± 27 млн. лет. Позднее, U-Pb изотопное датирование цирконов из этих пород выявило существование двух возрастных кластеров 508 и 425 млн. лет, которые были интерпретированы авторами как время формирования горячего меланжа и возраст завершения тектонических процессов, соответственно [2]. Возникшие противоречия в определении возраста псевдолейцитовых тылаитов стимулировали проведения для них специальных геохронологических исследований. В первую очередь была изучена изотопная Rb-Sr система тылаитов с применением более точного метода изотопного разбавления и масс-спектрометрического завершения на TIMS Finnigan MAT-262 по пробам, ранее использованным в работе [12]. В результате было установлено, что Rb-Sr система в породах нарушена и они не образуют изохронной зависимости [9]. Это позволило рассматривать полученный ранее каменноугольный возраст тылаитов [7] как аналитический артефакт. Для датирования тылаитов нами были определены изотопные отношения Sm и Nd в минералах и породе, что позволило получить изохрону с возрастом 419 ± 36 млн. лет, близкую к возрасту молодых цирконов в работе [2], а также соответствующую, в пределах погрешности, Sm-Nd данным в работе [6]. Для определения возраста поздних процессов минералообразования в тылаитах K-Ar методом был датирован флогопит, по двум пробам которого был получен раннедевонский возраст 413 и 410 млн. лет соответственно. Цирконы, изученные из этой пробы, показали менее однозначные результаты. Все они имеют низкую интенсивность катодолюминисценции, свидетельствующую о метамиктном состоянии минерала, что согласуется с высокими содержаниями в них урана и тория. По морфологии и содержаниям U и Th они отличаются от цирконов, изученных ранее [2]. На диаграмме Тера-Вассербурга возраст двух наиболее древних цирконов приближается к 500 млн. лет, но большая часть выборки располагается вдоль конкордии в возрастном интервале 400-330 млн. лет. Можно предположить, что U-Pb изотопия цирконов отражает время метасоматического преобразования тылаитов в D_1 - C_1 . Вероятно, что с этими процессами связано образование позднего флогопита и ортоклаз-нефелинового агрегата [14] и нарушение Rb-Sr систему породы, приведшие к

ее «омоложению». Новые и ранее полученные данные заставляют говорить о силурийском возрасте образования псевдолейцитовых тылаитов и, вероятно, о более молодом этапе их преобразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №12-05-00132-а, 12-05-00112-а, Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004; Программы Президиума РАН № 12-П-5-1024

Литература

1. Ефимов А.А. Отечественная геология, 1999. № 3. С. 31-39.
2. Ефимов А.А. и др. ДАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 243-247.
3. Иванов О.К., Калеганов Б.А. ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720-724.
4. Иванов К.С., Шмелев В.Р. ДАН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649-652.
5. Овчинников Л.Н. и др. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, 1969. С. 173-204.
6. Попов В.С. Беляцкий Б.В. ДАН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104-109.
7. Пушкарев Е.В. и др. ДАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373-377.
8. Ронкин Ю.Л. и др. Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 119-123.
9. Ронкин Ю.Л. и др. Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 179-180.
10. Ферштатер Г.Б. и др. Геохимия. 2009. № 2. С. 150-170.
11. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Изв. АН СССР, Сер. Геологическая. 1992. № 4. С. 74-84.
12. Bea F. et al. Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407-412.
13. Bosch D. et al. European Lithosphere Dynamics. London: Geological Society, 2006. V. 32. P. 443-448.
14. Krause J. et al. Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 18-20.

Основы интерпретации результатов, получаемых методами ступенчатых возрастных спектров: роль Л.Л. Шанина в их разработке

Пушкарев Ю.Д.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ydcanon@rambler.ru

В середине прошлого века с развитием методов изотопного датирования остро встала проблема разработки критериев надежности получаемых результатов. Первоочередной составляющей этой проблемы была не столько аналитическая надежность измерений, сколько изотопно-геохимическая

достоверность получаемых возрастных значений, их соответствие времени проявления реальных геологических событий.

В то время наиболее распространено было датирование обычным К-Аг методом. В 1966 г. был предложен метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Более того, довольно скоро появился метод ступенчатых возрастных спектров $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, получаемых посредством последовательного нагревания минералов. Применительно к лунным образцам этот метод показал хорошие результаты. Высокотемпературные фракции аргона давали реликтовые возрасты близкие к 4.0 млрд. лет, полученным другими методами. Платообразные спектры соответствовали реальным возрастам. Однако на Земле этот метод довольно быстро дал сбой. В то время существовало два взгляда на природу миграции аргона из минералов. Согласно одному из них (школа Э.К. Герлинга) низкотемпературная фракция аргона-40, соответствовавшая энергиям активации выделению (E) в первые десятки ккал/моль представляла собой аргон в нарушениях кристаллической решетке, а высокотемпературная фракция с $E > 100$ ккал/моль – аргон в самой решетке. Этой школой исповедовался односкачковый механизм миграции, согласно которому радиогенный аргон покидал свое место в решетке, попадал в нарушения и потом относительно легко по ним мигрировал.

Наряду с этой существовала другая точка зрения, согласно которой один из двух максимумов на термических кривых выделения аргона иногда отражает не реальную его позицию в решетке, а есть результат эксперимента. Причем низкотемпературный максимум это диффузия единичных атомов, а высокотемпературная фракция это аргон выделяющийся из «дефектов-ловушек», в которые он попадает либо при миграции в природном процессе, либо оказывается там в результате эксперимента.

Разобраться в этой альтернативе было необходимо в связи с тем, что геохронометрическую достоверность результатов датирования методом возрастных спектров $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, а главное универсальность и надежность критериев, использующихся для такой оценки, невозможно оценить, не поняв, что же происходит с атомами радиогенных благородных газов в минерале при его нагревании.

Впервые в СССР метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в том числе в модификации ступенчатых возрастных спектров был освоен в лаборатории, руководимой Л.Л. Шаниным в начале 70-х гг. И именно им был сделан наиболее полноценный вклад в решение упомянутой выше альтернативы. Примерно в это же время появилась информация о том, что платообразный спектр, использовавшийся в качестве критерия достоверности соответствующего ему возраста не универсален. С одной стороны такие спектры были получены для большого числа частично омоложенных кажущихся К-Аг возрастов в Канаде, а с другой стороны там же платообразный спектр был получен для биотитов с кажущимся К-Аг возрастом 5 млрд. лет [5].

Шанину Л.Л. с коллегами удалось убедительно показать экспериментально, что верна вторая точка зрения и что высокотемпературный максимум выделения аргона нередко представляет собой результат эксперимента. Такой максимум соответствует выделению ^{40}Ar из объемных нарушений, в которые он попадает в процессе диффузии по кристаллической решетке, как в природе, так и в эксперименте. Эта гипотеза миграции дефектов-ловушек развивалась и другими исследователями [1, 2]. Однако решающий эксперимент был санкционирован Л.Л. Шаниным и выполнен в его лаборатории в содружестве с М.М. Аракелянц, В.В. Иваненко и Ю.Г. Пупыревым [3]. Суть опыта состояла в том, что перед облучением и наведением изотопа ^{39}Ar минерал был прогрет до начала высокотемпературного максимума. Таким образом, единичные атомы ^{40}Ar из кристаллической решетки были удалены и сохранились только в ее объемных нарушениях. Скорость диффузии таких нарушений намного меньше, поскольку она обратно пропорциональна кубу их радиуса. Затем минерал был облучен и в нем наведены атомы ^{39}Ar , которые, как и атомы радиогенного ^{40}Ar , до отжига распределились в решетке минерала поатомно. Далее минерал истирался. При этом объемные нарушения разрушались, и наблюдалось выделение практически только одного моноизотопа ^{40}Ar , поскольку до истирания облученный минерал не прогревался и ^{39}Ar в эти нарушения не поступал. Таким образом, было доказано, что высокотемпературная фракция ^{40}Ar в минералах со ступенчатыми спектрами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – это действительно объемные нарушения, заполненные аргоном-40 либо при прогреве в природе, либо в опыте.

В 1982 г. созрела серия новых экспериментов по истиранию образцов уже с природными ступенчатыми возрастными спектрами, которая также с одобрения Л.Л. Шанина также была выполнена в ИГЕМ совместно с В.В. Иваненко и Ю.Г. Пупыревым [4]. Было экспериментально показано, что при истирании таких минералов, как и в лабораторном опыте, теряется практически моноизотоп ^{40}Ar . При этом ступенчатый спектр по мере измельчения трансформируется в платообразный.

Чуть позже удалось показать, что платообразный спектр может быть получен и для минерала с избыточным аргоном, который был поглощен им в процессе кристаллизации. При таких условиях атомы аргона захораниваются поатомно и их положение в кристаллической решетке не отличается ни от положения искусственно наведенного ^{39}Ar , ни от радиогенного ^{40}Ar . В этом случае получают платообразные спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и критерий достоверности соответствующих датировок не работает.

В более поздние годы появилась разновидность метода ступенчатых возрастных спектров применительно к U-Xe изотопной системе. Эти спектры, как и в методе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ получались при нагревании минералов, но только урансодержащих, например, цирконов или уранинитов. Кроме того в последнее время появились работы, использующие кривые термического

выделения радиогенных благородных газов для суждения о достоверности получаемой геохронометрической информации.

В связи с этим следует подчеркнуть, что работы, выполненные в лаборатории Л.Л. Шанина, до сих пор определяют возможности и ограничения метода возрастных спектров применительно к любым изотопным системам, и что не менее важно, обеспечивают корректную расшифровку кривых термического выделения радиогенных благородных газов из любых минералов.

Литература

1. Морозова И.М., Ашкинадзе Г.Ш. // Наука, Л. 1971.
2. Пушкарев Ю.Д. // Препринт научного доклада на 1 Всесоюзной школе по изотопной геохронологии, Апатиты 1977, 53 с.
3. Пушкарев Ю.Д., Аракелянц М.М., Иваненко В.В., Пупырев Ю.Г. // Докл. АН СССР, 1982, 263, N3.
4. Пушкарев Ю.Д., Иваненко В.В., Пупырев Г. // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М., 1983. С.108.
5. Pankhurst R.J., Moorbath S., Rex D.C., Turner G. // Earth and Planet. Sci Let. 1973. Vol 20, №26 №3. P. 157

Реликтовые минералы мантийных протолитов в магматических породах по результатам изотопного датирования самородных платиноидов и цирконов Re-Os и U-Pb методами

Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В последние годы в связи с разработкой методов выделения единичных зерен цирконов из основных и ультраосновных пород, а также в связи с возможностью их датирования наметилась тенденция к упрощенной интерпретации соответствующих им U-Pb возрастов. Нередко эти датировки рассматриваются в качестве возраста непосредственно тех пород, из которых они извлечены. Соответственно появляются разнообразные модели, согласно которым, к примеру, гипербазитовому ядру в фанерозойских концентрически зональных массивах приписывается докембрийский возраст. Такая примитивно-прямолинейная интерпретация представляет собой перегрузку геохронометрического материала информацией, которой он в действительности не обладает. Суть же корректной интерпретации состоит в том, что возраст циркона в любой породе отражает возраст только самого

циркона. Для обоснования его соответствия возрасту вмещающей этот циркон породы нужны независимые аргументы, позволяющие доказать когенетичность цирконов и вмещающих их пород. Очевидна некорректность принятия докембрийского U-Pb возраста цирконов за время формирования тех песчаников, в которых они находятся. Точно также уже давно ни у кого не вызывает удивление присутствие докембрийских цирконов в фанерозойских гранитах. Как известно такой феномен может иметь две причины: (1) контаминация расплавов цирконами докембрийских пород, через которые происходило их внедрение и (2) реликтовые цирконы того докембрийского корового протолита, который послужил источником гранитного расплава.

Аналогичная ситуация наблюдается при датировании Re-Os методом самородных элементов платиновой группы (ЭПГ) сопряженных с основными и ультраосновными породами. В настоящее время мы располагаем более чем четырьмястами оригинальными изотопными анализами осмия в самородных минералах ЭПГ и более чем восемьюстами аналогичными анализами, собранными по литературным данным. Статистическая обработка соответствующих этим анализам модельных Re-Os возрастов выявляет две важные особенности (табл. 1) (1) Довольно часто возрасты самородных ЭПГ оказывается древнее тех пород, с которыми они связаны. (2) Возрасты самородных ЭПГ нередко варьируют в пределах одного массива и при этом обнаруживают дискретное распределение во времени близкое к хорошо известной планетарной мегацикличности. Изложенное означает, что и цирконы и минералы ЭПГ представляют собой реликты того мантийного субстрата (протолита), который служил источником вещества для магматических расплавов, и отражают возраст процессов, испытанных этим субстратом до плавления.

Таблица 1. ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ в минералах ЭПГ из россыпей связанных с концентрически-зональными и альпинотипными комплексами мира

Регионы							Диапазон вариаций модельных Re-Os – датировок, млн. лет
Зонально-концентрические массивы и россыпи России					Россыпи других регионов мира		
Урал Тиман	Таймыр Маймеча- Катуй	Алтай Саяны	Чукотка Корякия Камчатка	Якутия Забайкалье Приамурье	Эвандер, ЮАР	Африка* Азия** Америка++ Европа**	
					0.1024 (1)		3615
		0.1050 (1)			0.1054 (9)	0.1056 (7)	3150-3240-
					0.1063 (9)	0.1066 (5)	3010-3050
					0.1072 (1)	0.1075 (4)	2880-2920
						0.1084 (2)	2745
	0.1094 (1)				0.1091 (3)	0.1097 (8)	2560-2645
0.1138 (1)			0.1129 (3)		0.1133 (3)	0.1124 (8)	1946-2176

0.1185 (8)	0.1189 (1)	0.1186 (2)	0.1189 (3)	0.1188 (2)		0.1181 (10)	1225-1340
						0.1191 (7)	1140-1195
0.1201 (15)	0.1202 (1)	0.1205 (6)	0.1206 (4)	0.1203 (8)		0.1202 (83)	980-1050
0.1209 (3)							935
0.1218 (13)	0.1221 (13)		0.1218 (5)			0.1216 (70)	760-835
0.1224 (9)		0.1225 (3)		0.1229 (10)		0.1223 (66)	645-735
0.1239 (11)	0.1245 (54)	0.1240 (5)	0.1239 (24)	0.1244 (13)		0.1244 (176)	415-510
0.1249 (10)	0.1252 (11)	0.1253 (4)	0.1250 (13)	0.1250 (14)			300-355
0.1260 (5)	0.1258 (8)		0.1255 (20)			0.1258 (40)	200-270
			0.1266 (8)			0.1265 (278)	110-125
			0.1273 (3)				10
			0.1284 (10)			0.1282 (3)	-
0.1296 (1)			0.1291 (7)			0.1296 (5)	-
			0.1306 (8)	0.1309 (1)		0.1303 (7)	-
						0.1335 (7)	-
0.1381 (1)						0.1387 (3)	-
0.1468 (1)			0.1726 (1)			0.1523 (1)	-
			0.3684 (1)				-

В скобках указано количество образцов;

*Hart, Kinloch, 1989; **Hattori, Hart, 1991; Meibom, Frei, 2002; Pearson et al., 2007.

Тем не менее, сохранность древнейших цирконов и минералов ЭПГ в молодых магматических породах мантийного происхождения отражает, по-видимому, какую-то ценную информацию, суть которой остается пока до конца не раскрытой. В соответствии с основополагающей работой [1] известно, что диффузионное обнуление показаний минералов-геохронометров при температурах близких к температурам плавления силикатных пород должно происходить менее чем за десять тысяч лет. Таким образом, сохранность возрастов циркона и минералов ЭПГ в мантийных протолитах отражает какие-то условия предшествовавшие плавлению на протяжении миллиарда лет и более. Скорее всего, это свидетельство длительного пребывания мантийного протолита при пониженных температурах и/или повышенных давлениях.

Литература

Sneeringer M., Hart S.R., Shimizu N. Strontium and samarium diffusion in diopside // Geochim. Cosmochim. Acta 1984. Vol.48. №8. P.1589-1608.

Термохронология палеомагнетизма

Пушкарев Ю.Д.¹, Старченко С.В.²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, udcanon@rambler.ru;

²ИЗМИРАН, Троицк, Московская обл.

При изучении эволюции палеомагнитного поля Земли существует острая проблема корректной привязки результатов палеомагнитных измерений к шкале абсолютного летоисчисления. В настоящее время у нее нет строгой основы. Например, результаты палеомагнитных измерений по древнейшим магматическим породам Кольского п-ова относят к возрасту определяемому U-Pb датировками цирконов (2.7-2.8 млрд. лет) [1], в то время как эти породы почти повсеместно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и время этого метаморфизма разными K-Ar геохронометрами определяется как 1.7-1.8 млрд. лет. Поскольку температурные условия амфиболитовой фации практически повсеместно превосходят температуру Кюри подавляющего большинства минералов, очевидно, что палеомагнитные данные не могут относиться ко времени образования магматических пород.

В этом отношении весьма показательны результаты, полученные А.Л. Пискаревым с соавторами для магматических пород Земли Франца-Иосифа [2]. В работе убедительно показано, что температура Кюри изученных образцов изменяется от значений близких к 200 °С, что соответствует температуре Кюри титаномагнетита с высоким содержанием титана, до 570 °С, близких к температуре Кюри чистого магнетита. Таким образом, если эти магматические породы подверглись более позднему метаморфизму, для изотопно-геохронологической привязки полученным результатам палеомагнитных измерений к шкале абсолютного летоисчисления датировки цирконов из этих пород не пригодны, так как температуры закрытия U-Pb системы в цирконах превышают 700 °С.

Изложенное открывает хорошие перспективы для разработки нового направления на границе палеомагнитологии и изотопной термохронологии, в основе которого должно лежать сопоставление температур закрытия минералов геохронометров и их датировок с температурами точки Кюри минералов, определяющих остаточную намагниченность.

Литература

1. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неогархея до палеозоя по палеомагнитным данным // Автореф. докт. диссер, М., 2009.
2. Пискарев А.Л., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. Вариации состава и магнитных свойств магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа в связи с проблемой эволюции Северного Ледовитого океана // Материалы XII Тектонического совещания Москва. ГЕОС. 2009, том 2., С 121.

Фракционирование изотопов аргона в объемно-вспененных позднекайнозойских низкокалийевых андезибазальтах и современных высококалийевых трахитах

Рассказов С.В.^{1,2}, Брандт С.С.¹, Чувашова И.С.^{1,2}

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ИГУ, Иркутск

В лавах исторических извержений изотопное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ может быть выше и ниже атмосферного значения (295.5). Предполагается, что снижение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ может обеспечиваться фракционированием в промежуточной магматической камере. Измерениями, выполненными по дацитам и риолитам вулкана Онтаке, Япония, извергнутом в интервале 90-20 тыс. лет назад, продемонстрировано фракционирование, при котором отношения $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ и $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ смешались на одинаковую величину, а отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ уменьшалось на 2 порядка быстрее, чем отношение $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$. Для определения начальных отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в породе применена процедура коррекции фракционирования масс по измеренному отношению $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ [Matsumoto, Kobayashi, 1995].

В настоящем сообщении мы обращаем внимание на проявление изотопного фракционирования масс с повышением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в тонкопористых объемно-вспененных лавах. Добавки фракционированного аргона ($^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$) удревнили датировки позднекайнозойских низкокалийевых лав Халхингольского вулканического поля в Восточной Монголии и высококалийевых лав конца плейстоцена вулкана Трахитовый хр. Удокан в Северном Забайкалье.

Как правило, калий-аргоновая изотопная система используется для достоверного датирования молодых лав в случае их полной раскристаллизации и полной дегазации. Средняя полнокристаллическая часть базальтового потока обычно обособляется с выделением газов на его нижней и верхней границах. В низкокалийевых лавах Халхингольского вулканического поля наблюдается объемный характер вспенивания потоков без дифференциации летучих в их пределах. В разрезах долины р. Нумрэгин-Гол (Восточная Монголия) выделено два пакета андезибазальтов с разным химическим составом. В лавах нижнего пакета фотометрией пламени определен интервал концентраций калия 0.26-0.34 мас. %, а верхнего – 0.58-0.91 мас. %. Измерения радиогенного аргона в породах выполнены по методики Касиньоля-Жийо с использованием в качестве эталона сравнения алданского флогопита с возрастом 2 млрд. лет. Для образца MN-10-1667 из основания верхнего пакета с концентрацией калия 0.58 мас.% получен возраст 1.5 ± 0.1 млн. лет, а для образца MN-10-1681 с концентрацией калия 0.80 мас. % из его кровли – меньшее значение 1.1 ± 0.1 млн. лет. Три

низкокалиевых образца из нижнего пакета дали широкий разброс датировок от 22 до 41 млн. лет. Максимальная из полученных дат близка к значению 44 млн. лет, приведенному Е.В. Девяткиным [2004]. На юго-восточном (китайском) продолжении Халхингольского поля, в районе Учугоу, для низкокалиевых лав ($K = 0.20-0.55$ мас. %), коррелирующихся по составу с нижним пакетом долины р. Нумрэгин-Гол, получены К–Аг датировки 8.93 ± 0.64 млн. лет и 9.94 ± 0.63 млн. лет [Liu et al., 2001].

Для подтверждения эффекта фракционирования с повышением концентраций ^{40}Ar в объемно-вспененных лавах проведены эксперименты с наименее калиевой породой MN-10-1668 ($K = 0.26$ мас. %). Она обнаружила максимальное количество $^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$ с кажущейся датировкой 41 млн. лет. В этой породе измерено содержание ($^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}} + ^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$) = 41.5×10^{-5} нмм³/г. При вероятном возрасте 9 млн. лет содержание $^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}}$ в ней должно составлять 9×10^{-5} нмм³/г.

После прогрева в муфельной печи при температуре 900 °С в течение 4.5 часов с разным режимом охлаждения образцы этой породы содержали разное количество $^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$:

Для древесных остатков, погребенных под продуктами извержений вулкана Трахитовый, получена радиоуглеродная датировка 12050 ± 650 лет [Ступак, Ступак, 1987]. По калибровке с 95-процентным доверительным интервалом, одноактное извержение вулкана произошло ~14.4 тыс. лет назад [Rasskazov et al., 2010]. В калий–аргоновом датировании использован образец вспененного потока, который спускался в долину р. Сыни от магмовыводящей трещины, открывшейся в верхней части крутого склона приблизительно на 300 м выше тальвега долины. По измеренным концентрациям $K = 4.02$ мас. % и $^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}} + ^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}} = 4.6 \times 10^{-5}$ нмм³/г рассчитан кажущийся возраст 290 ± 20 тыс. лет. Методика и результаты датирования приведены в работе [Рассказов и др., 2000]. Фракционная добавка ^{40}Ar , удревнившая возраст, существенно превысила содержание $^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}}$ (0.226×10^{-5} нмм³/г) и составила 4.374×10^{-5} нмм³/г.

№ п/п	Охлаждение образца	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}} + ^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$ после охлаждения (10^{-5} нмм ³ /г)	Вывод о поведении аргона
1	За 10–15 сек. в 15-процентном растворе жидкого аргона в жидком воздухе.	15.6	Быстрое охлаждение привело к малому образованию $^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$
2	До комнатной температуры в течение 1 часа.	26.6	Заражение $^{40}\text{Ar}_{\text{фрак.}}$ относительно эксперимента 1.

3	До комнатной температуры в течение 1 часа с последующей продувкой струей атмосферного аргона в течение 20 часов.	54	Двукратное обогащение ^{40}Ar фрак. относительно эксперимента 2.
4	Обдувкой струей воздушного аргона при 900 °С в течение 10 мин и дальнейшей обдувкой аргоном в остывающей печи в течение 17 часов.	220	Обогащение ^{40}Ar фрак. относительно эксперимента 2 на порядок.

Финансирование по ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры России», ГК П736.

Литература

Девяткин Е. В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.

Ступак Ф.М., Ступак Р.М. Последовательность вулканических проявлений кайнозоя в хребте Удокан // Геология кайнозоя Восточной Сибири. Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1987. С. 36.

Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 385–401.

Matsumoto A., Kobayashi T. K–Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the «mass fractionation correction procedure»: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan // Chem. Geol.. 1995. V. 125, P. 123–135.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

Систематика молодых базальтов Саян и Хангая по неравновесной серии ^{238}U : выявление контроля плавления мантии накоплением и стаиванием ледников

Рассказов С.В.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3}, Чувашова И.С.^{1,2}

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ИГУ, Иркутск;

³ЛИН СО РАН, Иркутск

Результаты исследований классического ледникового изостатического контроля постгляциального поднятия Фенноскандии противоречивы. В ранних работах геофизиков были предложены различные варианты вязкостных и глубинных параметров астеносферной мантии. В настоящее время упругая литосфера под этой территорией оценивается мощностью более 200 км, а существование под ней астеносферного слоя с низкой вязкостью служит предметом дискуссии. Для разработки моделей гляциального контроля мантийной динамики перспективны территории покровного оледенения, охваченные четвертичным вулканизмом, ибо накопление и стаивание льда должно повышать и понижать литостатическое давление в литосфере и, следовательно, влиять на процессы плавления мантии. Таким образом, физическое моделирование состояния глубинных слоев мантии территорий покровного оледенения и вулканизма может проводиться с введением параметра времени протекания процессов плавления мантии.

Ключевой территорией для изучения ледникового изостатического контроля состояния мантии в Центральной Азии являются Саяны (Южная Сибирь). Здесь временные интервалы плейстоценовых оледенений были отмечены моренными отложениями и гялокластитами подледных извержений, а интервалы межледниковья отразились в распространении субаэральных «долинных» потоков и шлаковых построек. По оценкам М.Г. Гросвальда [1965], толщина ледникового покрова достигала в Саянах 500 метров. В оценке влияния ледников важно также параллельное прослеживание эволюции мантийных магматических процессов сопредельных территорий, не подвергавшихся покровному оледенению. Четвертичный вулканизм без образования ледниковых покровов имел место в Хангае (Центральная Монголия).

Для сравнительной оценки временных вариаций максимальной скорости плавления (M_{\max}) и мантийного апвеллинга (W_{\max}) в ледниковой и неледниковой областях Центральной Азии проведены исследования радионуклидов неравновесной U-Th системы в 74-х образцах лав по методике ICP-MS [Чебыкин и др., 2004] с использованием масс-спектрометра

Agilent 7500ce. Образцы отобраны с вулканов среднего–позднего плейстоцена и голоцена. Для плейстоценовых извержений получены U-Th-изохронные датировки во временном диапазоне до 400 тыс. лет, в основном согласующиеся с K-Ag датировками вулканических построек.

В течение обозначенного временного диапазона магматические расплавы обеих территорий характеризовались общим снижением начальных отношений ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) (скобки обозначают единицы активности), что свидетельствовало о начальном медленном фракционном плавлении и апвеллинге мантии и усилении этих процессов с 400 тыс. лет назад к настоящему времени. В Саянах извергались расплавы с систематически более низкими ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$), чем в Хангае. Следовательно, активность мантийных магнообразующих процессов под первой территорией была в целом выше, чем под второй.

В Хангае около 400 тыс. лет назад изверглись фонтотрифты вулкана Шаварын-Царам [Кононова и др., 1988; Высоцкий и др., 2011]. В них определены повышенные концентрации Th (6-8 мкг/г) и отношения Th/U (3.7-3.9) при высоком ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) (4.3-6.0). В лавах извержений 50-35 тыс. лет назад последнее отношение снизилось до интервала 1.23-1.52, а около 9 тыс. лет назад составляло интервал 1.08-1.22.

В Саянах около 350-330 тыс. лет назад под ледниковым покровом изверглись гавайиты вулкана Саган, целиком сложенного гиалокластитами [Гросвальд, 1965; Рассказов и др., 2000, 2007; Ярмолюк и др., 2001; Сугоракова и др., 2003]. Породы отличались низкими концентрациями Th (~2 мкг/г) и отношениями Th/U (2.7-2.9) за счет обедненного состава мантийного источника. Их высокие ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) (2.7-2.9) демонстрировали замедленное фракционное плавление и замедленный апвеллинг. На этой территории выделились минимумы ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) около 170 и 50 тыс. лет назад, отделенные друг от друга максимумом около 150 тыс. лет назад. Эпизодам усилившегося плавления и подъема мантии под этой территорией соответствовали параметры $M_{\max}=1.1 \times 10^{-3}$ кг/м³/г и $W_{\max}=11$ см г⁻¹. Вариации глубинной магматической динамики отразили усиление и ослабление нагрузок на литосферу появившимися и исчезнувшими ледниковыми покровами.

Полученные отношения ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) в голоценовых базальтах Хангая и Саян находятся в одном и том же диапазоне 1.08-1.16. Лавы, излившиеся на этих территориях 50-35 тыс. лет назад, отличались повышенными и пониженными ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$), соответственно, в интервалах 1.18-1.46 и 1.05-1.13. Расхождение свидетельствует о контрастной магматической динамике в мантийных источниках территорий. Мы предполагаем, что различие магматических процессов обеспечивалось резким стаиванием ледникового покрова в каргинское межледниковье, которое повлекло за собой мантийную декомпрессию, отразившуюся в относительном усилении процессов плавления под Саянами. В условиях отсутствия эффектов, связанных с

накоплением и исчезновением ледников, эволюция магматических процессов под Хангаем происходила более плавно. К голоцену последствия ледниковой разгрузки на литосферу Саян нивелировались и динамические параметры плавления мантии под этой территорией сближались с параметрами плавления мантии под Хангаем.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», государственный контракт № П736.

Литература

Высоцкий С.В., Будницкий С.Ю., Рассказов С.В. и др. О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах *in situ*: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам, Монголия // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 6.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 165 с.

Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Новые данные о К–Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Докл. АН, 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Импульсная миграция четвертичного вулканизма Восточно-Тувинского поля // Докл. РАН. 2000. Т. 373, № 5. С. 655–659.

Рассказов С.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В. и др. Эволюция позднекайнозойского магматизма Восточной Тувы: выражение границы Тувино-Монгольского массива // Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. 161 с.

Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.

Чебыкин Е.П., Эджингтон Н., Гольдберг Е.Л. и др. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 539–556.

Ярмолук В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. №3. С. 3–32.

Схема магматизма Чаткало-Кураминской активной окраины

Рафиков Я.М.

ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент

Магматические комплексы		
вулканогенные	фации	интрузивные
Долериты, базальты и их туфы (джигиристанский), 97±4 млн. лет, Rb-S ₃	Дайки	
Кампто-мончикитовый, по геологическим данным К-Е?	Дайки, трубки взрыва	
Лампроитовый, по геологическим данным К-Е	Трубки взрыва, дайки	
Дайки регионального распространения U-Pb 280±6; Rb-Sr 270-264 млн. лет		
Риолит-трахилипаритовый (оясайская, кызылнуринская) P ₁ , туфы, игнимбриты, трахириолиты Rb-Sr – 291-296 млн. лет	Субвулканические тела, экструзии 285-291 млн. лет	Трахит-лейкогранитовая (арашанский), Rb-Sr – 280, К-Аг – 279 млн. лет
Трахидацил-долеритовый, (кучарская толща) трахидацилы, долериты, 284-285 млн. лет	Экструзии, субвулканические тела, дайки	
Манакамский P ₁ ² , андезиты, трахиандезиты, трахибазальты, К-Аг – 280 млн. лет, фауна	Субвулканические тела, экструзия, дайки	
Равашский P ₁ , базальт-липаритовая, по геологическим данным (эффузивы, туфы, базальты)	Субвулканические тела, дайки, туфы	
Трахибазальтовый (шурабсайский), трахиандезиты, туфы, автомагматические брекчии, высокоглиноземистые	Экструзии, субвулканические тела, дайки	Субщелочное габбро, пироксениты, диориты, сиениты

базальты, Rb-Sr – 300-303 млн. лет		
Трахиандезит-дацитовый, (акчинский, наadakский) трахиандезиты, туфы, автомагматические брекчии трахиандезитовых дацитов, Rb-Sr, K-Ar – 303-309 млн.л	Силлы, экструзии, дайки	Гранодиорит, сиенит, порфировидные граниты, K-Ar – 306 млн. лет
Трахибазальт-трахиандезитовый, (минбулакский) туфы андезитов, трахибазальты, дациты, C – 317 млн. лет, Rb-Sr	Субвулканические тела, покровы и их дайки	Гранодиоритовая (карамазарский, келемчикский, алмалыкский, чукурсуыйский, чаткальский, кызылсайский) U-Pb 307-323 млн. лет габбро, габбро-диориты, диориты, монцодиориты, адамеллиты
Трахибазальт-трахитовая (уинский), трахибазальты и их туфы, трахиты, микрофауна	Экструзии, дайки	Габбро-монцонит-сиенитовая (аурахматский, текешский) габбро, пироксениты, сиениты, монцониты, U-Pb 327±3 млн. лет
		Габбро-передотит-верлитовый (шавазский), K-Ar – 343 млн. лет
Карбонатная пауза, D ₂ -C ₁ ¹		
Трахибазальт-трахиандезит-риолитовая, (катрангинский), андезиты, базальты, дациты, риолиты и их туфы		Габбро-диорит-сиенитовая (башкызылсайский), габбро, диориты, монцониты, сиениты, U-Pb 416±6 млн. лет
Каледоно-байкальский складчатый фундамент		

Данная схема ставит своей целью дать возрастную характеристику палеозойских магматических комплексов по данным изотопно-геохронологических исследований, которая базируется на новых данных

(1995-2005 гг.) [1] абсолютной геохронологии, полученных автором по К-Аг (ВСЕГЕИ), Rb-Sr (ИГЕМ РАН), U-Pb методам (Институт докембрия). Опубликованные геохронологические данные В.Н. Волкова, К.Н. Шатагина, Г.Т. Таджибаева и др. выполнены К-Аг и Rb-Sr методом и уточняет представленную схему. В схеме впервые приведены новые магматические комплексы (лампроитовый, дайки регионального распространения долерит-онгориолитовые, манакамский, равашский, трахидацит-долеритовый).

Литература

1. Рафиков Я.М., Мусаев А.А. Новые данные о последовательности формирования магматических образований Чаткало-Кураминского региона (по данным изотопной геохронологии) // Мат-лы науч. конф., посвящ. 70-летию института и 95-летию акад. Хабиба Абдуллаева / Актуальные проблемы геологии и геофизики. – Ташкент: Издательство «Фан», 2007. – 348 с.

Геохронология метаморфических процессов (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона)

**Ризванова Н.Г.¹, Левицкий В.И.², Богомолов Е.С.¹,
Сергеева Н.А.¹, Гусева В.Ф.¹, Васильева И.М.¹,
Левский Л.К.¹**

¹*ИГГД РАН, Санкт-Петербург,*

²*Институт геохимии СО РАН, Иркутск*

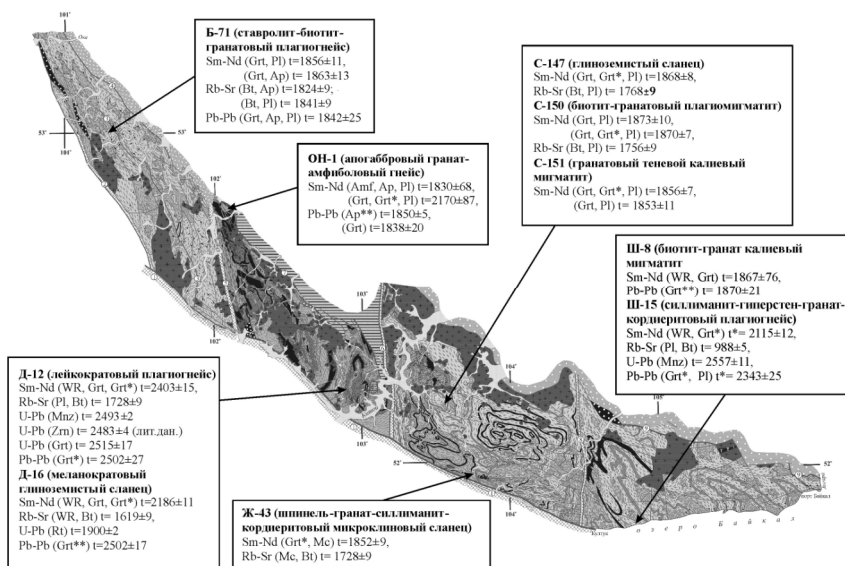
Для Шарыжалгайского выступа рядом исследователей получено большое число U-Pb данных для цирконов (Бибикова Е.В., Туркина О.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б. и др.), на основе которых определены этапы архейского и протерозойского метаморфизма: I ~ 3.3 - 3.2 млн. лет, II – 2.6-2.5 млн.лет, III – 1.9-1.8 млн. лет. Целью данной работы явилось получение геохронологических реперов на линии метаморфических событий между t (M2) ~2600 млн.лет и t (M3) ~1900 млн.лет, используя породообразующие (гранат, плагиоклаз, биотит, микроклин) и акцессорные (монацит, апатит, рутил) минералы и комплекс изотопных методов U-Pb, Pb-Pb LS, Sm-Nd, Rb-Sr, с применением новых методических подходов. Исследования проводились на метаморфических породах Иркутного, Китайского, Жидойского блоков и Оютского и Таргазайского ЗП Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона.

Использование различных изотопных систем позволяет получить либо совпадение возрастных значений, либо несовпадающие датировки по разным изотопным системам, временное «растяжение» этих значений. Это «растяжение» указывает на более или менее длительное изменение P-T-X

метаморфических условий – период релаксации, включающий в себя как преобразование минералов, так и образование новых метаморфогенных минералов, а также последовательное закрытие изотопных систем в различных минералах, т.е. температурно-временную P-T-t эволюцию исследуемых блоков. В таких случаях можно говорить о протяженности метаморфических и метасоматических процессов.

В том случае, когда значения возраста, полученные Pb-Pb и Sm-Nd методами, совпадают (обр. Б-71, ОН-1, Ш-8 на рисунке), можно говорить об:

- образовании граната в это время;
- очень быстром охлаждении;
- идентичности кинетических параметров E и D₀ для обеих систем;
- образовании минерала в зоне более низкотемпературной по сравнению с зоной закрытия изотопных систем.



Различные возрастные данные для Pb-Pb и Sm-Nd систем в гранатах из образцов Ш-15, Д-12 и Д-16 в интервале 2.6-1.9 млн. лет указывают на последовательное закрытие этих изотопных систем в минерале. Причем, при определенных P-T-X условиях метаморфизма отмечено более существенное нарушение Sm-Nd системы, чем Pb-Pb системы. Видимо для таких случаев более уместным определением будет «промежуток времени» – timing, а не конкретное значение возраста. Вместе с тем, геохронологические результаты, полученные для изотопных систем минералов, являются вполне определенными и реальными возрастными реперами на P-T

метаморфической кривой. Известное затруднение при этом может возникнуть при оценке времени образования или преобразования метаморфогенных и метаморфизованных минералов, а также температурной зоны закрытия (блокирования) изотопной системы.

При датировании по валовой навеске граната без применения выщелачивания (Grt на рисунке), т.е. без удаления акцессорных включений, например монацита, получаемый возраст может быть приписан возрасту этих включений. Наряду с известной методикой использования выщелоков для построения изохрон (Grt**), нами была применена методика использования остатка после выщелачивания граната серной кислотой (Grt*). Такой подход является попыткой датировать именно гранат, а не включения в нем, которые не всегда являются когенетичными.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00855.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика апатит-флогопитовых клинопироксенитов дунитового «ядра» Кондерского массива (Алданский щит)

Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Лепихина О.П., Солошенко Н.Г.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Открытые в начале 50-х гг. на Алданском щите небольшие массивы (Кондёрский и др.), сложенные дунитами с самородной платиной, по мнению большинства исследователей, представляют собой выходы мантийных диапиров, интрузирующих архейский кристаллический фундамент и рифейский осадочный чехол платформы. Возможно, это апофизы более крупных масс, на каком-то этапе подъема приобретавшие энергетически выгодную форму вертикального штока (дунитовой «трубки») небольшого диаметра. Однако, траектория перемещения и термальной эволюции мантийных диапиров, во многом остается недостаточно ясной и, вероятно, может быть реконструирована по частям – путем датирования геологически достаточно ясно проявленных событий, промежуточных между временами зарождения диапира и его внедрения в толщи осадочного чехла. К числу таких событий следует отнести образование в дунитовом «ядре» Кондёрского массива не связанной с внешним клинопироксенитовым кольцом зоны метасоматического развития («metasomatic domain») рудных пироксенитов с апатитом и флогопитом (далее – АФП), называвшихся также косьвитами и щелочными метасоматитами апатит-флогопит-магнетит-клинопироксенового состава. В настоящей работе изучалась Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика

АФП, для которых ранее были получены противоречивые К-Аг датировки 650, 250 и 107 млн. лет [1].

Кондёрский массив выходит в центре образовавшейся при его внедрении морфоструктуры, напоминающей вулканический кратер диаметром около 8 км. Дунитовое тело размерами в плане 5.2×6.1 км окружено маломощной, до 150 м, пироксенитовой оторочкой, кольцевая форма которой возникла, вероятно, при перемещении диапира как энергетически наиболее выгодная. По данным гравиметрии, до глубин порядка 10 км массив имеет форму вертикального цилиндрического штока. В породах штока наблюдаются признаки пластического течения, дробления и рекристаллизации, а во вмещающих терригенных породах – признаки термального воздействия (роговики), указывающие на внедрение всей пироксенит-дунитовой массы в виде твердого, горячего тела. По мере приближения к контакту дунитового ядра с пироксенитовым кольцом дуниты сменяются железистыми оливиновыми породами (метадунитами), а затем – верлитами и клинопироксенитами, в которых преобладают клинопироксен и железистый оливин с примесью титаномагнетита и зеленой шпинели, изредка образующих рудные скопления. Щелочные породы образуют сеть жил разной мощности в дунитах и пироксенитах. АФП слагают в западной части массива, между ручьями Прямым и Трезубцем, две группы хорошо обнаженных скальных выходов. Это штокверк жил, пронизывающих дуниты, среди которых обычны флогопитсодержащие разности. Мощность жил от нескольких: сантиметров до 3-4 м. Протяженность колеблется от 1-2 до десятков метров; чередуются разности от мелко- и среднезернистых до пегматоидных, в которых флогопит встречается в виде пластин диаметром до 10 см, апатит образует призмы длиной до 2 см, а титаномагнетит часто слагает гнезда и шпирсы. Судя по отчетливой положительной магнитной аномалии размерами около 1.5×3 км, обнаженные участки соединяются на глубине более редкой сетью жил АФП, а также связаны со скоплением АФП, обнаруженным в 800-метровой скважине, пробуренной в центре массива. В разрезе скважины на глубинах 100-300 м наблюдается зона жил АФП в дунитах (отношение пироксенит/дунит примерно 1:1). В интервале 300-780 м пироксениты преобладают над дунитами, слагающими реликтовые блоки или полосы между жилами (отношение пироксенит/дунит от 4:1 до 50:1).

По химическому составу АФП резко отличаются от пироксенитов внешнего кольца высокими содержаниями щелочей, фосфора и редких элементов. Минеральный состав АФП, колеблется в широких пределах: 20-45% клинопироксена; 10-40 % флогопита; 5-25% апатита; 10-40 % титаномагнетита и ильменита, а также титаномагнетитовые жилы. Клинопироксен обычно содержит до 2.4 мас.% Al_2O_3 в четверной координации и менее 1 % TiO_2 . Флогопит имеет широкий диапазон состава (по железистости – от 9 до 26 ат.%, по содержанию TiO_2 – от 0.1 до 3 мас.%).

Рудный минерал представляет собой многофазную систему, в которой преобладает магнетитовая матрица с вростками ильменита, содержащая от 0.5 до 5 % TiO_2 и до 0.5 % V_2O_5 , выделения ульвошпинели и шпинели. Кроме перечисленных, для АФП обычны акцессорные минералы – Са-карбонат, перовскит, титанит, рутил, Mg-ильменит и сульфиды. Для изотопных исследований из упомянутых природных выходов между ручьями Прямым и Трезубцем взяты 3 образца АФП, из которых традиционными методами были выделены мономинеральные фракции клинопироксена, флогопита и апатита. Определение концентраций Rb, Sr, Sm, Nd и отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ выполнялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), путем кислотного разложения смесей исходных образцов и смешанных трассеров $^{85}Rb+^{84}Sr$, $^{149}Sm+^{150}Nd$ с последующим анализом с помощью TMS Triton Plus.

Наблюдаемые концентрации Rb, Sr в исследованных образцах характеризуются интервалами 150-323, 159-480 г/т для пироксенитов и 324-375, 142-165 г/т для флогопитов. Вариаций отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ для флогопитов 6.39-6.61, для пород 1.411-5.86. В целом Rb-Sr данные для пироксенитов описываются изохроной (СКВО=0.13) с возрастом 126.7 ± 0.8 млн. лет и $IR_{Sr} = 0.703074 \pm 0.000043$. Rb-Sr возрасты, определенные для пар пироксенит-флогопит, имеют довольно узкий интервал значений 127.5-129 млн. лет, совпадая в пределах погрешности с изохронным возрастом, найденным по породам, что допускает вычисление Rb-Sr возраста по всей совокупности аналитических данных. В этом случае возраст 126.7 ± 0.8 млн. лет определяется эволюционной зависимостью (СКВО=2.0) с $IR_{Sr} = 0.703048 \pm 0.000034$. Sm-Nd возрасты от 131 ± 35 до 137 ± 26 млн. лет, в пределах погрешностей, перекрываются между собой. Кроме того, полученные Sm-Nd данные для всех проб демонстрируют практическое совпадение начальных отношений 0.512792 ± 0.000014 , 0.512790 ± 0.000015 , 0.512787 ± 0.000010 , что в терминах «хондритовой» модели CHUR соответствует высоким значениям $\epsilon_{Nd} = +6.3$ - $+6.4$, характерным для деплетированного источника, чему не противоречат и значения IR_{Sr} .

Полученные данные датируют самое позднее событие в истории Кондерского диапира – образование АФП внутри дунитового «ядра» в диапазоне 130-140 млн. лет, которое можно соотнести по времени с эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Они не дают представления о времени генерации платиноносного дунита, которое может быть гораздо более древним, на что может указывать позднерхейский возраст цирконов в дунитах [Ефимов и др., в печати]. Менее сложным кажется вопрос о времени внедрения (по-видимому, менее 130 млн. лет) алданских диапиров в осадочный чехол щита. Такой вывод согласуется с тем, что слабо эродированная морфоструктура Кондёрского массива большинством исследователей признается относительно молодой, мезозойской.

Литература

1. Пушкарев Ю.Д. и др. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Регион. геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80-91.

Sm-Nd систематика и флюидный режим образования родингитов альпинотипных гипербазитов Карабашского массива, Южный Урал

**Ронкин Ю.Л.¹, Мурзин В.В.¹, Варламов Д.А.², Шанина С.Н.³,
Лепихина О.П.¹**

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИЭМ РАН, Черноголовка;

³ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В соответствии с современными представлениями под родингитами понимаются низко- и среднетемпературные известково-силикатные биметасоматические образования, формирующиеся в результате контактово-реакционного взаимодействия на границе серпентинитов и алюмосиликатных пород. Подавляющее большинство известных проявлений родингитов не несет какой-либо рудной минерализации, тем не менее, иногда в них наблюдаются высокие концентрации благородных металлов, и в том числе золота, что наиболее ярко выражено в родингитах Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале. Специфическими чертами родингитов этого массива, является не только их рудная специализация, но и необычный медистый состав частиц золота, жильная морфология тел и отсутствие реликтов пород замещаемого субстрата. До определенного времени существовала точка зрения об апосерпентинитовой природе этих образований, а их высокая золотоносность и хлорит-гранат-пироксеновых минеральный состав послужили основанием для выделения золотопродуктивной хлограпитовой (родингитовой) формации (Сазонов, 1998). Однако позже, рядом исследователей правомерность выделения данной формации, ее флюидный режим формирования и привязка к абсолютной шкале летоисчисления была поставлены под сомнение (Спиридонов, Плетнев, 2002; Плюснина и др., 2009), чем, собственно, и была спровоцирована настоящая работа.

Для Sm-Nd датирования был отобран представительный образец родингита хлорит-гранат-диопсидового состава, из которого были выделены две фракции клинопироксенов, а также хлорита и граната. Определение концентраций Sm, Nd и их изотопного состава, производилось масс-спектрометрическим (Finnigan MAT-262) методом изотопного разбавления, в

результате чего, по валовому составу и 4-м фигуративным точкам минералов был получен изохронный (СКВО=1.9) возраст 369.4 ± 8.8 млн. лет, соответствующий верхнему девону – началу нижнего карбона.

Флюидный режим формирования родингитов изучался методами оценки температурных условий минералообразования по парагенетическим ассоциациям и твердофазным превращениям в медистом золоте, термо- и криометрии газовой-жидких включений в минералах, газовой хроматографии, изотопного анализа минералов и расчета изотопных характеристик флюида по реакциям изотопного обмена между минералами и компонентами флюида. Формирование родингитов 1 и 2 стадии имело место при стандартных для родингитов в целом условиях – $T = 420-470^\circ\text{C}$, $P = 2-3$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.001-0.02$. В заключительную 3 стадию происходило снижение P-T параметров (0.5-1 кбар, 230-310 °C) и повышение X_{CO_2} до 0.04. Газовый состав родингитизирующего флюида описывается системой C-H-O с незначительным содержанием азота (X_{N_2} менее 0.002) и отсутствием H_2S . Флюид характеризуется экстремально высокой мольной долей воды – $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.942-0.981$, значительным преобладанием среди газовых компонентов водорода – $X_{\text{H}_2} = 0.012-0.023$, существенно хлоридно-магниевым соевым составом, возможно с небольшим количеством хлоридов кальция и железа, низкой соленостью – 2.6-6.7 мас.% экв. NaCl. По степени окисленности летучих компонентов флюида фиксируется, что родингиты и хлоритолиты 1 и 2 стадий формируются в восстановительном режиме (менее 0.35), а кальцитовые прожилки 3 стадии – в окислительном (0.83). Степень окисления летучих при серпентинизации имеет промежуточное значение между указанными значениями. Расчетный изотопный состав родингитизирующего флюида сходен с магматическим, а также ювенильным, лишь по кислороду. Однако, по этой характеристике он может отвечать и метаморфогенной воде при условии метаморфизма пород, не прошедших осадочный цикл, т.е. с облегченным изотопным составом кислорода. По изотопному составу водорода поле родингитизирующего флюида ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -4 \dots -34\text{‰}$) не перекрывается с магматическим и располагается между полями вод метаморфогенной и морской. Получены также изотопные свидетельства участия морского карбоната в формировании родингитов. Изотопный состав углерода углекислоты флюида 3 стадии ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 (\text{фл})} = -0.9 \dots +2.2\text{‰}$) существенно утяжелен по отношению к ювенильному или магматическому и соответствует составу углерода морских карбонатов (0...+5‰), возможно немного облегченного за счет смешивания ее с изотопно легкими компонентами серпентинитов (CO_2 , CO, CH_4). Изотопный состав кислорода этой углекислоты, равновесной с кальцитом дал значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2 (\text{фл})} = 19 \dots 21.3\text{‰}$, т.е. такие, которые можно ожидать для углерода, выделяющегося при растворении или замещении силикатами морского карбоната, заключенного в метаморфизирующихся океанических серпентинитах.

В целом, полученная фактура позволила сделать следующие выводы:

1. Sm-Nd возраст формирования золотоносных родингитов (369.4 ± 8.8 млн. лет) совпадает с периодом коллизионного сжатия океанических и островодужных комплексов и выдвижения к поверхности блоков меланократового основания подстилающих эти комплексы.

2. Данные о стабильных изотопах свидетельствуют о том, что исходный рудосносный флюид имел метаморфогенное происхождение ($\delta D_{\text{фл}} = -4 \dots -13\%$, $\delta^{18}O_{\text{фл}} = 5.9 \dots 8.3\%$) и возник при метаморфизме океанических серпентинитов и ассоциирующих с ними базитовых пород. Компоненты флюида формировались при дегидратации пород – десерпентинизации и, в меньшей степени, выделении поровой морской воды серпентинитов. Источником тепла для дегидратации могли быть деформации в основании выдвигающегося к поверхности блока меланократовых пород – серпентинитов, а также сопряженных с ними габброидов. Эти породы явились источником золота и других компонентов (Ca, Al, Ti, Cu, Ni, REE, P и др.).

3. Область разгрузки родингитизирующего флюида на более высоком гипсометрическом уровне определяется преимущественно фактором высокой проницаемости пород в тектонически ослабленных зонах массива, а сами родингиты являются гидротермально-метасоматическими образованиями, преимущественно телами выполнения, с широким вовлечением вмещающих серпентинитов в метасоматический процесс.

4. Формирование родингитов было трехстадийным и началось при стандартных для родингитов в целом условиях: $T = 420-470^\circ\text{C}$, $P = 2-3$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.001-0.02$. В заключительную стадию происходило снижение P-T параметров ($0.5-1$ кбар, $230-310^\circ\text{C}$) и повышение X_{CO_2} до 0.04 . Родингитизирующий флюид характеризуется экстремально высокой мольной долей воды – $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.942-0.981$, значительным преобладанием среди газовых компонентов водорода – $X_{\text{H}_2} = 0.012-0.023$, существенно хлоридно-магниевым составом, возможно с небольшим количеством хлоридов кальция и железа, низкой соленостью – $2.6-6.7$ мас.% экв. NaCl.

5. Медистое и медьсодержащее самородное золото отлагалось в течение всего периода формирования родингитов, поэтому выделение золото-родингитовой формации является оправданным.

Геохимическая и Sm-Nd изотопная систематика донных осадков Белого моря

Ронкин Ю.Л.¹, Маслов А.В.¹, Шевченко В.П.²,
Лепихина О.П.¹, Новигатский А.Н.², Филиппов А.С.²,
Шевченко Н.В.³

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИО, Москва;

³МГУ, Москва

Особенности формирования современных донных осадков Белого моря и впадающих в него рек (Северная Двина, Онега, Кемь и др.) в последнее время привлекают все большее внимание исследователей. Этому в существенной мере способствовала постановка специальных полидисциплинарных исследований в рамках проекта «Система Белого моря». В результате проведенных нами исследований установлено, что систематика Th, Cr, Hf, Co и редкоземельных элементов (РЗЭ) современных донных отложений Белого моря и бассейна Сев. Двины отвечает модели смешения кластики из двух геохимически контрастных областей питания: северозападной, сложенной преимущественно кристаллическими породами архея и раннего протерозоя, а также юго-восточной, в строении которой принимают участие осадочные образования верхнего венда, кембрия, карбона, перми и мезозоя. Наиболее отчетливо это проявилось в изменении значений параметров Sm-Nd изотопной системы.

Состав и геохимические особенности отложений Белого моря и впадающих в него крупных и мелких рек контролируются несколькими питающими провинциями. Наиболее крупными из них являются, с одной стороны, Кольско-Карельский геоблок (западная и северо-западная части водосбора), а с другой – значительная часть северо-западной периферии Мезенской синеклизы Русской плиты (юго-восточное Беломорье и области, расположенные к югу и юго-востоку от него). Примерно 85 % первой из указанных провинций представлены тоналит-гранодиоритовыми гнейсами, гранитами, мигматитами и гранулитами, толеитовыми и феррометабазальтами, а также габбро-анортозитами и щелочными гранитами архейского возраста. Породы нижнего протерозоя (разнообразные терригенные и карбонатные отложения, метапироксениты, гранофиры и габброиды) слагают ~10 % площади Кольско-Карельского геоблока, а доля рифейских осадочных и магматических комплексов составляет не более 5 %. Водосбор, дренируемый реками Сев. Двина и Онега, а также их притоками, сложен туфогенно-терригенными образованиями позднего венда (валдайская серия), палеозоя (карбон и пермь) и мезозоя.

Верхневендские отложения выходят на поверхность в береговых обрывах Белого моря, вдоль рек, прорезающих глубокие долины на Беломорско-Кулойском плато, а также по побережью Двинского и Онежского заливов. Их РЗЭ-систематика в той или иной мере сопоставима с систематикой магматических пород преимущественно кислого состава: (La/Yb)PAAS варьируется от 0.6 до 1.4, (Gd/Yb)PAAS изменяется в пределах 0.8-1.9, Eu-аномалия при нормировании на средний постархейский глинистый сланец (PAAS) положительная – 1.2 ± 0.4 . Модельный Nd-возраст (TDM) аргиллитов лямийской свиты составляет ~ 1.53 млрд лет. Величина TDM в аргиллитах вышележащих верховской и ергинской свит равна 1.73-1.71 млрд лет. Глинистые породы зимнегорской свиты имеют модельный Nd-возраст 1.57-1.53 млрд лет, а для аргиллитов падунской свиты кембрия он равен 1.66-1.64 млрд лет.

Всего для исследования микроэлементной систематики современных донных осадков Белого моря и его юго-восточной питающей провинции нами использована коллекция из 70 проб, отобранных в разные годы в экспедициях в бассейне Сев. Двины и ее притоков и рейсах НИС «Профессор Штокман» и проанализированных в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS с помощью высокоразрешающего секторного масс-спектрометра ELEMENT2. Для десяти из них, представляющих нижнее течение рек Сев. Двина и Пинега, маргинальный фильтр Сев. Двины, литоральные отложения Терского берега Кольского полуострова и глубоководную часть Двинской губы (залива) на границе с бассейном Белого моря (далее Бассейн), определена Sm-Nd систематика масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. По гранулометрическому составу подавляющая часть исследованных нами проб относится к алевропелитам.

Величины TDM в пробах, отобранных соответственно выше пос. Пинега и в окрестностях пос. Орлецы, меняется от 1.60 до 1.34 млрд лет, что несколько или заметно меньше, чем в тонкозернистых терригенных породах валдайской серии. Это, скорее всего, указывает на размыв в поствендское время в пределах юго-восточной питающей провинции «ювенильных» магматических комплексов. Параметр TDM в осадках маргинального фильтра Сев. Двины составляет от ~ 1.60 до 1.86 млрд лет. Донные отложения, отобранные на границе Двинского залива и Бассейна, характеризуются несколько более древним модельным Nd-возрастом (~ 2.0 млрд лет). Наконец, ряду исследованных нами проб литоральных отложений, отобранных у Терского берега Кольского полуострова, присущи две черты, резко отличающие их как от осадков маргинального фильтра Сев. Двины, так и от отложений Бассейна. Во-первых, они имеют хорошо выраженную положительную Eu-аномалию ($Eu/Eu^*_{PAAS} = 2.1$, $Eu/Eu^* = 1.38$); во-вторых, им присуще наибольшее из всех проанализированных нами проб значение модельного Nd-возраста (~ 2.8 млрд лет), близкое к медианному значению TDM для магматических и супракрустальных образований основных структурных элементов Балтийского

щита (~2.9 млрд лет). Величина $\epsilon Nd(0)$ в донных отложениях Сев. Двины выше устья Пинеги составляет -8.5 , в осадках нижнего течения Пинеги, дельты Сев. Двины и Двинского залива она варьируется от -11.7 до -14.6 , что хорошо сопоставимо с данными для глинистых пород Русской плиты -13.4). Литоральные образования у Терского берега характеризуются существенно более низкой величиной $\epsilon Nd(0)$ (-25.6), тогда как донные отложения на границе Двинской губы и Бассейна имеют промежуточные, между осадками Терского берега и маргинального фильтра Сев. Двины, значения данного параметра (-16.9 и -18.0), что можно, как и данные о модельном Nd-возрасте, интерпретировать как отражение процессов смешения тонкой алюмосиликокластики, поступающей в Белое море с Кольского полуострова и приносимой Сев. Двиной.

В целом характер распределения фигуративных точек составов современных донных осадков Белого моря и бассейна нижнего течения Сев. Двины на диаграммах $GdN/YbN - Eu/Eu^*$ и $Eu/Eu^* - Sr/Th$ и присущие им значения ряда других индикаторных отношений элементов-примесей дают основания считать, что систематика Th, Sr, Hf, Co и PЗЭ современных донных осадков Белого моря, а также бассейна нижнего течения Сев. Двины и ее притоков отвечает достаточно простой модели смешения кластики из двух геохимически контрастных областей питания: западной и северо-западной, сложенной преимущественно архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими комплексами, и восточной и юго-восточной, в строении которой принимают участие почти исключительно фанерозойские осадочные образования.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64223 и 09-05-00279), Совета при Президенте РФ по грантам и финансовой поддержке ведущих научных школ (грант НШ-3714.2010.5) и Президиума РАН (программа фундаментальных исследований № 21, проект «Системные исследования морей Европейской части России»).

К проблеме датирования типового разреза рифея Южного Урала методами изотопной геологии

Ронкин Ю.Л., Синдерн С.², Маслов А.В.¹

¹*ИГГ УрО РАН, Екатеринбург;*

²*Университет, Аахен, Германия*

Проблема датирования вулканогенных пород машакской свиты Башкирского мегантиклинория методами изотопной геологии имеет более чем 30-летнюю историю, а соответствующие возрасту, полученные разными авторами и методами характеризуются диапазоном 320 млн лет–1538 млн

лет. Тем не менее, длительное время (с 1985 г. по 2005 г.) датировка 1348 ± 30 млн лет воспринимался геологической общественностью как реперная, согласуясь с традиционными представлениями об общей конструкции типового разреза рифея Южного Урала [Семихатов и др., 1991]. Первые сведения об «удривнении» общепринятого возраста вулканитов машакской свиты до значения 1370 ± 16 млн лет были опубликованы в 2007 г. и основывались на данных локального U-Pb SHRIMP-II датирования выделенных из дацитов цирконов [Ронкин и др., 2007]. Существенный диссонанс с устоявшимися представлениями о возрасте эффузивов машакской свиты имеют результаты U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из 8-ми проб липаритов, риодацитов и метабазальтов машакской свиты [Краснобаев и др., 2008]. Рассматривая «ситуацию 2008» с возрастом «машакского вулканизма» авторы этой работы утверждают, что изученные ими цирконы, отобранные несколькими исследователями в различных районах, представлены почти исключительно кристаллами вулканогенной природы, а их минералого-геохимические особенности достаточно однотипны. В то же время анализ их U-Pb систематики позволил авторам сделать вывод (с. 62), что «... длительность машакского вулканизма и сопутствующим ему эндогенным процессам охватывает значительный интервал», в котором выделяются четыре временных этапа: 1527 ± 11 млн лет; 1499.3 ± 9.7 млн лет; 1423.6 ± 5.8 млн лет и 1346 ± 6 млн лет, что противоречит традиционным представлениям об общей конструкции типового разреза рифея Южного Урала. Наличие дискуссионных моментов в представлениях и выводах авторов публикации [Краснобаев и др., 2008] подтверждают и данные прецизионного U-Pb CA ID-TIMS датирования в США цирконов, что особенно важно, из тех же двух проб (K-323, K-898), которые были ранее проанализированы с помощью ионного микроанализатора [Пучков и др., 2009]. Проведенное специалистами в области изотопной геологии из университета Бойсе исследование выявило практически конкордантные U-Pb возраста: 1380.6 ± 1.1 , 1381.5 ± 1.0 (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$); 1380.1 ± 1.2 , 1380.3 ± 0.4 (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), данные для цирконов проб K-323, K-898 соответственно. Пытаясь объяснить значимое различие U-Pb SHRIMP-II и CA ID-TIMS возрастов для цирконов из одних и тех же проб, авторы работы [Пучков и др., 2009] на стр. 11 пишут о субъективном выборе кристаллов для U-Pb ID-TIMS датирования, тогда как якобы U-Pb SHRIMP-II метод дает более объективную картину: «Аналитики ID TIMS очень придирчиво подходят к отбору цирконов, избегая кристаллов с древними ядрами. Весьма вероятно, что к такому относятся и кристаллы, объединяющие последовательные генерации, неизменно возникающие в процессах кристаллизационной дифференциации расплавов. «Плохие» цирконы и «плохие» анализы, слишком отклоняющиеся от средней величины, близкой ожидаемому возрасту, отбрасываются. Создается впечатление, что аналитики SHRIMP задают точки анализа, ориентируясь на

получение максимально возможной информации о длительности формирования цирконов, которая требует корректной увязки с геологической историей породы». И это при том, что U-Pb SHRIMP-II метод не был, и не будет (!) арбитражным, поскольку погрешность определения нано-количеств циркона SIMS методом никогда не станет меньше погрешности определения несравненно большего объема этого минерала методом ID-TIMS.

Для прояснения образовавшейся дискуссии, нами было выполнено U-Pb ID-TIMS датирование тех же цирконов, которые ранее анализировались SHRIMP-II (см. [Ронкин и др., 2007]). Причем, никаких предварительных манипуляций с удалением «плохих» (см. выше) кристаллов принципиально не производилось. Результаты U-Pb ID-TIMS датирования, в сравнении с ранее полученными SHRIMP-II данными, приведены на соответствующем графике с конкордией (рис. 1).

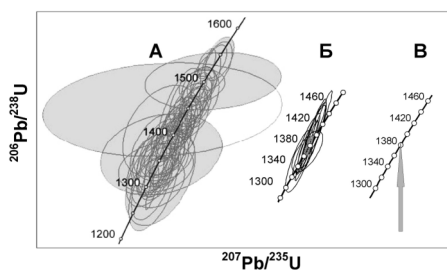


Рис 1. U-Pb SHRIMP-II и ID-TIMS данные (представлены в одном масштабе) для цирконов из эффузивов машакской свиты. А - SHRIMP-II, [Пучков и др., 2009]; Б - SHRIMP-II, [Ронкин и др., 2007]; В - ID-TIMS, настоящая работа: в силу несоизмеримо меньших погрешностей, фигуративные эллипсы не видны в данном масштабе, поэтому место локализации на конкордии указано соответствующей стрелкой.

Сравнение U-Pb ID-TIMS и SHRIMP-II данных, нанесенных на график с конкордией в одинаковых масштабах, позволяет четко оценить, насколько значительна разница в погрешностях обоих методов. Значимое отличие наблюдается и в величинах дискордантности, однако главным выводом предпринятого нами исследования является то, что U-Pb ID-TIMS возраст «плохих» и «хороших» цирконов совпадает с концепцией о сравнительно узком интервале формирования эффузивов машакской свиты (около 1380 млн лет), что подтверждает стратотипическую значимость типового разреза рифея Южного Урала [Семихатов и др., 1991].

Литература

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // III Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 61–63.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М. и др. Новые U-Pb датировки вулканитов машакской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная

оценка // Геологический сборник № 8 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 3-15.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // ДАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370-378.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3-14.

Изотопы свинца и Pb-Pb модельный возраст галенитов Тамуньерского золоторудного месторождения: первые TL_N MC ICP-MS данные

**Ронкин Ю.Л., Стрелецкая М.В., Молошаг В.П.,
Нохрина Д.А., Лепихина О.П., Вотяков С.Л.**

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Тамуньерское золоторудное месторождение (ТЗРМ), открытое в 1963 г., локализуется в Турьинской структурной зоне, слагающей восточное крыло Тагильской мегазоны и ограниченной Серовско-Маукским глубинным разломом. Месторождение приурочено к Тамуньерской брахиантиклинали, ядро которой сложено раннедевонскими вулканогенно-осадочными породами андезит-дацитовый толщи, а краевые ее части - породами базальтовой толщи, которые рассматриваются в составе единого краснотурьинского базальт-андезит-трахибазальтового комплекса (S_2 - D_1). Район характеризуется сложной тектонической обстановкой, метасоматиты месторождения частично рассланцованы. Интрузивные образования в пределах описываемого района развиты весьма незначительно, и представлены порфириовидными кварцевыми диоритами, габбро-диоритами и габбро, которые предположительно относятся к ауэрбаховскому габбро-диорит-гранитовому комплексу среднего девона. Пространственная связь оруденения с породами этого комплекса не выявлена. Породы слагающие ТЗРМ гидротермально изменены и содержат сульфидную вкрапленность. Метасоматиты представлены кварц-серицитовыми, карбонат-серицитовыми, кварц-серицит-карбонатными и кварц-серицит-карбонат-хлоритовыми образованиями. В большинстве случаев метасоматиты унаследовали структуры первичных вулканических, осадочных и вулканогенно-обломочных пород.

Золоторудная минерализация локализована в зонах сульфидной вкрапленности с подчиненным развитием гнездовых и сплошных руд. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и

блеклыми рудами. Самородное золото отчетливо приурочено к галениту, что подтверждается наличием прямой корреляционной связи золота со свинцом в химических анализах руд и минералогическими исследованиями. Источник рудного вещества не выяснен. Наличие тесных связей золота со свинцом стимулировало настоящее исследование вариаций изотопного состава свинца, как одного из наиболее эффективных и апробированных методов определения принципиальных вопросов генезиса, возраста и закономерностей формирования рудного вещества.

Определение изотопного состава свинца галенитов ТЗРМ осуществлялось с помощью аналитического комплекса [Вотяков и др., 2011] на базе многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus, методом TL_N MC ICP-MS [Чернышев и др., 2007] предусматривающего нормирование результатов всех текущих измерений изотопных отношений Pb по эталонному значению отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$.

Диапазон вариаций изотопных отношений свинца в восьми галенитах из ТЗРМ выглядит относительно гомогенным: для $^{206}Pb/^{204}Pb$ он составляет $17.662 \div 17.744$, для $^{207}Pb/^{204}Pb$ $15.470 \div 15.12$ и для $^{208}Pb/^{204}Pb$ $37.410 \div 37.524$; при этом различия крайних значений в относительных единицах составляют 0,2, 0,1 и 0,1 %, соответственно, что более чем на порядок превышает аналитические погрешности измерений изотопного состава свинца и обуславливает валидность настоящего исследования. На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 1) наряду с результатами исследования галенитов из ТЗРМ приведены данные по изотопному составу свинца галенитов из колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала [Чернышев и др., 2007].

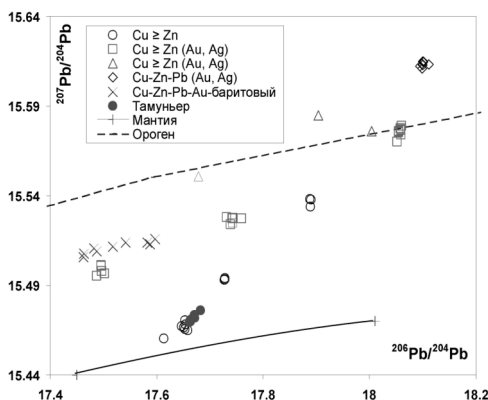


Рис. 1. Соотношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{207}Pb/^{204}Pb$ в галенитах из ТЗРМ и из различных типов колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала согласно [Чернышев и др., 2007].

Анализ приведенной диаграммы позволяет выявить практически полное совпадение изотопного состава свинца галенитов ТЗРМ и медно-цинковых месторождений (Сан-Дonato, Кабан, полые кружки на рис. 1) Красноуральского рудного района, характеризующая модельными возрастными T_M 462 ÷ 489 млн лет, превышающие геологический возраст вмещающих толщ ($S_2 \div D_1$), демонстрируя участие в рудообразующих системах свинца, заимствованного из более древних образований. В соответствии с общепризнанным мнением, рудовмещающие месторождения Сан-Дonato и Кабан вулканические толщи являются производными толеитовой магмы и отвечают начальной стадии развития островной дуги, с чем удовлетворительно согласуются «мантийные» значения параметра μ_2 свинца месторождения Сан-Дonato (9.27 ÷ 9.30), а также незначительно (до 50 млн лет) «удревненные» по отношению к возрасту минерализации значения его модельного Pb-Pb-возраста [Чернышев и др., 2008]. Фигуративные точки изотопных составов свинца галенитов из ТЗРМ ($\mu_2 = 9.30-9.46$) и из месторождения Кабан, имеющего более высокие μ_2 (до 9.54) и относительно близкие к возрасту минерализации значения Pb-Pb модельных возрастов, образуют тренд, экстраполяция которого к оси абсцисс дает значение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.40$ позволяя оценить величину $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ как 15.42; последняя соответствует изотопному составу свинца деплетированного источника типа DMM-A [Zindler, Hart, 1986]. К аналогичным выводам о преобладающей доле «мантийного» компонента (линия «мантия» на рис. 1) при формировании ТЗРМ приводит и сравнение изученного изотопного состава свинца с таковым в рамках иных представлений, и в частности модели «плюмботектоники» [Zartman & Doe, 1981].

Литература

- Вотяков С.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина и др. // Труды ИГГ УрО РАН, 2011, вып.158. С. 203-208.
- Нохрина Д.А. и др. // Труды ИГГ УрО РАН, 2010, вып.157. С. 234-236.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. // Геохимия. 2007. №11. С.1155-1168.
- Чернышев И.В., Викенътев И.В., Чугаев А.В. и др. // ДАН. 2008. Т.418. №4. С. 530-535.
- Zartman, R.E, Doe, B.R. // Tectonophysics 75: 1981. P. 135-162.
- Zindler A., Hart S. // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493-571.

Данные Sm-Nd изотопии позднеархейской коматиит-толеитовой ассоциации Львовско- Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА

Рыборак М.В.¹, Саватенков В.М.², Альбеков А.Ю.¹

¹ВГУ, Воронеж, ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Курский (КМА) блок Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона является типичной архейской гранит-зеленокаменной областью, где супракrustальные толщи преимущественно основных вулканитов, слагающих позднеархейские зеленокаменные пояса, окружены полями гранитоидных пород.

В разрезе наиболее сохранившегося Львовско-Ракитнянского (Белгородско-Михайловского) пояса выделяют [Крестин, 1977, Гипербазиты..., 1981, Ультрамафит-мафитовый..., 1993] нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя сложена метаморфизованными Al-деплетированными коматиитами, высокомагнезиальными базальтами и преобладающими высокожелезистыми низкоглиноземистыми толеитами. Верхняя толща представлена метаморфизованной андезит-дацит-риолитовой толеитовой серией.

Нами были исследованы Sm-Nd изотопные характеристики метакоматиитов и высокомагнезиальных metabазальтов нижней толщи центральной части Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса Курской ГЗО (таблица, рисунок). Определение изотопного состава неодима и стронция проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton в лаборатории ИГГД РАН.

Таблица. Sm-Nd изотопные данные для пород коматиит-базальтовой ассоциации Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	+/-2σ	ε _{Nd} (2500)
3719/1	0,64	1,74	0,2219	0,513224	14	3,3
3719/2	0,63	1,72	0,2197	0,513235	9	4,3
3719/6	0,39	1,26	0,1875	0,512556	8	1,4
2549/3	0,86	4,06	0,1284	0,511475	5	-0,7
2549/1	0,51	1,45	0,2137	0,513119	7	3,9
2546/1	1,17	2,94	0,2417	0,513345	5	-0,7
2546/2	0,97	2,98	0,1967	0,512713	5	1,5
2546/4	1,58	4,55	0,2098	0,512827	7	-0,5
2546/5	1,37	2,98	0,2776	0,514021	7	1,0

Примечание: 3719/1,2,6 и 2549/1,3 – коматииты, 2546/1,2,4,5 – высокомагнезиальные базальты.

Полученные изотопные данные не позволяют получить удовлетворительной изохронной зависимости. Эрохронная зависимость, построенная для коматиитов, отвечает позднеархейскому возрасту ($2,89 \pm 0,19$ млрд. лет, СКВО=13), данные для высокомагнезиальных базальтов покаывают ($2,45 \pm 0,69$ млрд. лет, СКВО=50).

Метакоматииты юго-западного блока характеризуются в среднем более высокими значениями $\epsilon Nd_{(2500)} = +1,4 - +4,3$, отвечающими деплетированной мантии. Высокомагнезиальные базальты северо-восточного блока характеризуются пониженными значениями $\epsilon Nd_{(2500)} = -0,7 - +1,5$, указывающими на обогащённый источник этих пород. Образец метакоматиита, характеризующийся наиболее низким отношением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1284$, позволяет рассчитать Sm-Nd модельный возраст равный (согласно модели Гольдштейна и Якобсена) – 2,98 млрд. лет.

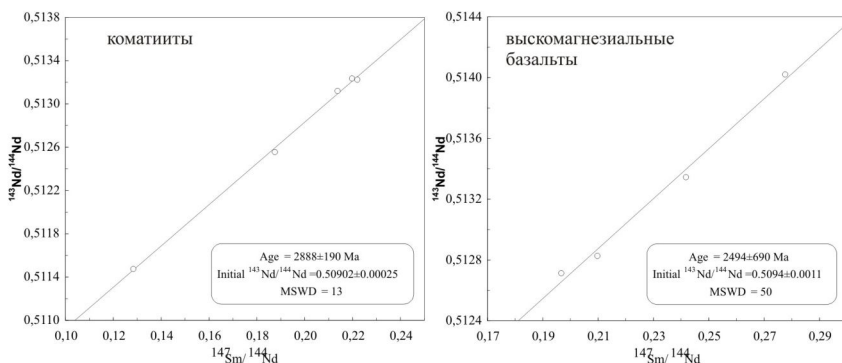


Рис. Эрохронная Sm-Nd зависимость для метаморфизованных коматиитов и высокомагнезиальных базальтов нижней толщи Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА

Геохимические характеристики метакоматиитов, представленные на диаграммах в координатах Zr/Y-Nb/Y и La/Th-Nb/Th, отвечают области мантийных дериватов, в тоже время фигуративные точки высокомагнезиальных базальтов смещены в область континентальной коры. Совокупность изотопных и геохимических данных позволяет предположить, что образование коматиитов связано с плавлением сублитосферной, либо астеносферной мантии. В источник родоначальных расплавов для высокомагнезиальных базальтов в значительных объемах могло входить вещество раннеархейской мафической нижней коры.

Низкие содержания несовместимых элементов, а также формы спектра РЗЭ, как в метакоматиитах, так и в высокомагнезиальных базальтах

свидетельствуют об их формировании за счёт высокой степени плавления деплетированных мантийных и нижнекоровых пород на относительно малых глубинах в сходном температурном режиме.

Полученные данные позволяют впервые оценить возраст базит-ультрабазитового магматизма Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА как позднеархейский 2,8-2,5 млрд. лет с более поздними значениями для высокомагнезиальных базальтов, что согласуется с геологическими данными.

Источник метамаститов мог ассоциировать с истощенным мантийным диапиром, тогда как источник высокомагнезиальных метабазальтов включал существенную долю нижней мафической коры раннеархейского возраста.

Литература

Крестин Е.М., Бердников М.Д. К стратиграфии нижнего протерозоя Курско-Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1977г.- № 7.- С. 91-99.

Гипербазиты КМА / Н.М. Чернышов, В.Л. Бочаров, С.М. Фролов.- Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981 .— 252 с.

Хронология и генезис Патомского кратера (Восточная Сибирь)

Савичев А.А.

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
Санкт-Петербург*

Патомский кратер (ПК) является современной (~500 лет) вулканоподобной постройкой из глыб неопротерозойских известняков. Расположен в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, где ареалы кайнозойского вулканизма не установлены, ближайшее Удоканское вулканическое поле удалено на юго-восток более чем на 150 км. Кратер представляет собой кольцевую структуру центрального типа и состоит из внешнего склона конуса, кольцевого вала, кольцевого рва и центральной горки, расположен на крутом (~30°) склоне юго-западной экспозиции. Диаметр гребня кольцевого вала составляет 70-80 м, а превышение над линией склона до 40 м. С момента открытия кратера В.В. Колпаковым в 1949 г [1] генезис объекта остается дискуссионным, в литературе обсуждалась различные варианты его импактного [1-3], вулканического [4-6] и криогенного [7] происхождения. Результаты геоэлектрических работ, проведенных отрядом СПГУ [8], гравиметрических исследований геофизиков УрО ИГ РАН [9] и полевых геологических наблюдений автора в

2010 г. позволили составить модель геологического строения района ПК, которая впервые позволяет рассматривать этот феномен как результат последовательных геологических процессов.

Кратер расположен в зоне многолетнемерзлых пород (ММП) среди смятых в складки метаосадков терригенно-карбонатного состава, среди которых присутствуют горизонты черных сланцев – потенциальных генераторов метана. ПК приурочен к ограниченному разломами тектоническому блоку северо-западной ориентировки шириной 700-800 м, в котором нарушена стратификация пластов углистых сланцев, вероятно, при тектоно-метасоматических процессах, происходивших со значительным перераспределением углеродистого и карбонатного вещества во время девонской активизации региона. Изучение пород кратера показало, что они были подвержены разнообразным изменениям (карбонатизация филлитов, березитизация метапесчаников, образование галенит-кварцевых и флюорит-карбонатных жил с призальбандовой графитизацией в известняках), указывающим на флюидоактивность в узком тектоническом блоке, вмещающем ПК. Ионно-зондовые U-Pb датировки (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) кластогенных цирконов из глыбы березитизированного метапесчаника с пиритом показали возраст таких изменений (нижнее пересечение конкордии) в 360-370 млн. лет назад. Вероятно, указанные процессы связаны со становлением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Среди прочего, поступление флюидов могло привести к образованию древних карстовых полостей в известняках, вмещающих ПК, что подтверждается находкой гигантских (до 25 см) кристаллов кальцита внутри кратера.

Морфоструктура насыпного конуса, отсутствие пород зювит-тагамитового состава и специфичность гравитационного поля позволяет с очень большой долей вероятности отвергнуть импактное происхождение Патомского кратера. Генетические модели, соотносящие ПК с традиционными и грязевыми вулканами, находят серьезное препятствие ввиду отсутствия на геоэлектрическом разрезе флюидоподводящего канала глубинного заложения, являющегося неотъемлемой их частью. Геохимические исследования пород и биообъектов не выявили явных следов современных гидротермальных процессов, по крайней мере, на поверхности кратера. Повышенные концентрации стронция и бария в известняках, трактуемые В.С. Антипиным [4, 5] как свидетельства современных глубинных магматических флюидов, отмечаются и за пределами кратера, и по всей вероятности, могут быть объяснены особенностями осадконакопления. Наличие ММП позволяет считать наиболее вероятным криогенное происхождение ПК и позволяет рассматривать его как необычный гидролакколит.

Предложена новая клатратно-криогенно-флюидная генетическая модель Патомского кратера [7]. Начало его формирования, определенное

В.И. Ворониным методами дендрохронологии (около 500 лет назад), совпадает с самым значительным за последнее тысячелетие похолоданием на рубеже XV-XVI веков, известным как «малый ледниковый период». Похолодание могло привести к переходу метана, накопленного в карстовой ловушке вследствие миграции из подстилающих горизонтов черных сланцев, под нараставшими свою мощность ММП в гидратную форму. Переход метан → гидрат метана проходил с выделением значительного количества энергии, вследствие чего из-за восходящего теплопотока, вероятно, происходило локальное протаивание ММП. Высвободившиеся напорные воды поступили в поровое пространство (фазовый переход метан → гидрат метана происходит со значительным уменьшением занимаемого пространства) и, поднимаясь вверх по ослабленной зоне, замерзли, что привело к увеличению объема и выворачиванию глыб известняков на поверхность с образованием насыпного конуса. Современный облик кратера стал оформляться с XVIII века, когда наступила фаза потепления, и «ледяная пробка» под Патомским кратером начала протаивать, вызывая опускание вершины большого конуса с образованием центральной горки. В.И. Ворониным в годичных кольцах деревьев зафиксировано катастрофическое событие 1841-1842 гг. [4]. Наиболее вероятной причиной воздействия на деревья в районе кратера является мощная подвижка грунта в эти годы, которая вызвала нарушение корневых систем деревьев. Не исключено, что таяние ледяного стержня гидролакколита происходило не только в кровле, но и в подошве ММП, где могло быть вызвано поступлением глубинных флюидов. Расположение ПК на продолжении крупного Даванского разлома, конформного простиранию Байкальской рифтовой зоны, не позволяет полностью исключать роль современных эндогенных процессов при формировании феномена Патомского кратера.

Литература

1. Колпаков В.В. Загадочный кратер в Патомском нагорье // Природа. №1-2. 1951. С. 58-61.
2. Портнов А.М. Патомский кратер – след Тунгусского явления? // Земля и Вселенная. №1. 1993. С. 77-81.
3. Симонов И.В., Бивин Ю.К. Математическое и экспериментальное моделирование образования уникального Патомского кратера. Институт проблем механики РАН, препринт № 803, М. 2006. 21 с.
4. Антипин В.С., Воронин В.И., Федоров А.М. Патомский кратер в Восточной Сибири // Природа. №9. 2008. С. 69-75.
5. Антипин В.С., Федоров А.М. Происхождение Патомского кратера (Восточная Сибирь) по геолого-геохимическим данным // ДАН. Т. 423. №3. 2008. С. 361-366.
6. Исаев В.П., Исаев П.В. Патомский вулкан / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. Иркутск. 2011. С. 64-72.

7. Савичев А.А. Геология, вещество и криолитозона района Патомского кратера – ключ к разгадке феномена / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. Иркутск. 2011. С. 86-103.

8. Миронов С.М., Ингеров О., Егоров А.С., Ермолин Е.Ю., Суханов Р.А. Предварительные результаты электроразведочных работ АМТ-МВЗ экспедиции «Патомский кратер-2010» // Геофизика, 2, 2011. С. 35-41.

9. Демежко Д.Ю., Бычков С.Г., Угрюмов И.А. Гравиметрические исследования Патомского кратера / Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского. Пермь, 24-28 января 2011. г. ГИ УрО РАН. С.97-100.

U-Pb геохронология магматических пород – обзор методов и подходов

**Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З.,
Анисимова И.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.**

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В современной практике U-Pb изотопных исследований магматических пород лидирующее место занимает пять акцессорных минералов – циркон, бадделеит, сфен, монацит и рутил, которые достаточно успешно анализируются как при помощи метода ID-TIMS, так и методом SIMS и LA ICP-MS. При постановке геохронологических задач нужно иметь представление об аналитических возможностях каждого метода и его применимости в конкретном случае. Значительный объем U-Pb аналитических данных, ежегодно публикующихся в научной литературе, кроме того, обязывает их потребителей иметь навыки оценки качества изотопных анализов, используемых для расчета возраста.

Очевидно, трудно выработать определенный «алгоритм» U-Pb изучения тех или иных магматических пород, однако некоторые общие положения можно сформулировать следующим образом. Задачи, направленные на реперное датирование большинства изверженных пород, наиболее успешно могут быть решены при использовании метода TIMS по единичным зернам или микронавескам циркона, бадделеита, и монацита, погрешность которого не превышает 0.5 %. Использование методики предварительного высокотемпературного отжига с последующей кислотной обработкой (CA-TIMS, Mattinson, 2005), а также стандартной предварительной кислотной обработки (Макеев, 1981; Mattinson, 1994) позволяет в большинстве случаев получать конкордантные оценки возраста. Следует отметить, что использование этого метода и при датировании цирконов методом SIMS

позволяет получить более надежные оценки возраста (Kryza et al., 2012). Для U-Pb геохронологических исследований редкометальных гранитов и карбонатитов успешно могут быть использованы нетрадиционные минералы-геохронометры группы тантало-ниобатов, фтор-карбонатов редких земель и сложных окислов (Сальникова и др., 2010, 2011; Salnikova et al., 2011).

Стандартная погрешность, основанная на воспроизводимости U/Pb отношений в стандартных цирконах (91500, SL13, и TEMORA 1) при датировании методом LA ICP-MS составляет 2-2.5 % (2SD), а для метода SIMS может достигать 1.5 % (Cameca 1280, Xian-Hua Li et al., 2010). Однако необходимо учитывать, что при анализе минералов, содержание урана в которых менее 50 ppm или, напротив более 2000 ppm погрешность может существенно возрастать (White, Ireland, 2012). Очевидно, что при использовании результатов, полученных этими методами, необходимо проводить тщательный анализ совокупности аналитических данных, взяв за основу в качестве критерия соотношение обычного и радиогенного свинцов, содержание урана, а также погрешности индивидуальных анализов. Очевидно, значительные усилия должны быть направлены на разработку математических приемов, позволяющих корректно рассчитывать значения возраста. Кроме того, оценки возраста, полученные при помощи методов SIMS и LA ICP-MS, должны быть поддержаны статистически.

U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования внутриплитных базитов: проблемы датирования и пути их решения

**Самсонов А.В.¹, Сальникова Е.Б.², Ларионова Ю.О.¹,
Степанова А.В.³, Ларионов А.Н.⁴, Ипатьева И.С.⁵**

¹*ИГЕМ РАН, Москва;* ²*ИГГД РАН, Санкт-Петербург;*
³*ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск;* ⁴*ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;*
⁵*ГИН РАН, Москва*

Рои мафических даек являются важным источником информации о (1) мантийных процессах, воздействию которых подвергались литосферные блоки, (2) о составе мантийных источников и (3) об относительных перемещениях литосферных блоков. Для корректной интерпретации данных необходимо знать возраст даек, что во многих случаях является серьезной проблемой.

Rb-Sr и Sm-Nd изохронные методы датирования по магматическим минералам широко используются для определения возраста мафических даек в случае минимальной подверженности пород метаморфическим преобразованиям. Такой подход, однако, сталкивается с многочисленными проблемами. Во-первых, это ограниченный набор породообразующих минералов ($Sr_{\text{х}} + Or_{\text{х}} + Pl \pm Hbl \pm Ol$), которые имеют небольшие вариации отношений материнский/дочерний изотопы, что определяет большие ошибки получаемых изохронных возрастов. Во-вторых, проблемы создает присутствие в магматических минералах долеритов фаз-включений, захваченных из вмещающих коровых пород в процессе подъема базитовых магм. Главным образом это касается плагиоклазов, в крупных кристаллах которых установлены ядра, имеющие отличные от базитовых коровые изотопно-геохимические характеристики (высокорadiогенный Sr и низкорadiогенный Nd). Присутствие таких фаз во фракциях, отобранных для изотопно-геохронологических исследований, может приводить к существенному искажению возрастов, определяемых по минеральным изохронам. В-третьих, усложняющим фактором являются фиксируемые в ряде случаев изотопно-геохимические различия базитов краевых, внутренних и наиболее дифференцированных пегматоидных составляющих мощных дайковых тел, что, возможно, связано с разной степенью их контаминации вмещающими породами. Это может приводить к отсутствию изохронных зависимостей или к существенному искажению изохронных возрастов, получаемых при линейной аппроксимации валовых проб пород, отобранных из разных частей одного дайкового тела или из участков даек, содержащих заметные количества инъекционного пегматоидного материала.

U-Pb изотопное датирование по бадделеиту является в настоящее время наиболее надежным методом определения возраста маломощных (не менее 10 м) мафических интрузий. Обладая низкой устойчивостью к наложенным процессам, магматическая фаза бадделеита обычно не содержит бадделеитов более ранней захваченной компоненты. У этого метода, однако, есть два серьезных ограничения. Во-первых, это сложность выделения бадделеита, который в базитах образует обычно очень мелкие (20-80 мкм) пластинчатые кристаллы. В сочетании с высокой хрупкостью, это делает очень сложной процедуру выделения бадделеита с применением классических методов плотностной и магнитной сепарации. Для решения этой проблемы была разработана специальная методика «водного» выделения (Söderlund, Johansson, 2002). Вторым ограничением на использование бадделеита как геохронометра является его низкая устойчивость к наложенным процессам. Уже в условиях зеленосланцевой фации с началом замещения пироксенов амфиболом, бадделеит начинает замещаться цирконом. Такой бадделеит практически непригоден для датирования, поскольку устранение кайм и вростков новообразованного метаморфогенного циркона методом

химической абразии невозможно из-за высокой устойчивости последнего, а применимость механической абразии резко ограничена из-за очень малых размеров зерен бадделейта.

U-Pb геохронометрию по цирконам, которая широко используется при датировании пород среднего и кислого состава, следует с осторожностью привлекать при датировании базитов из-за целого ряда факторов. Первым и главным из них является довольно редкая встречаемость в базитах собственно магматических цирконов, поскольку в условиях низких содержаний SiO_2 в этих расплавах кристаллизуется не циркон, а бадделейт. В этой ситуации цирконы, выделенные из неметаморфизованных базитов, имеют ксеногенную природу, и их возрасты не отвечают времени кристаллизации расплавов. Следует отметить, что изучение ксеногенных цирконов из базитов может быть использовано для петрогенетических реконструкций, например, для расчета минимальной степени контаминации основных магм кислым коровым субстратом. Здесь, однако, следует учитывать не только природный, но и возможный техногенный фактор заражения проб базитов в лабораториях! Выделение собственно магматического циркона из даек и силлов основных пород возможно главным образом из заключительных продуктов их дифференциации – габбро-пегматитов, которые формируют шлиры. Отличительная черта цирконов – устойчивость при наложенных процессах, имеет неоспоримое преимущество, когда необходимо датировать дометаморфический протолит метаморфизованных основных пород. Здесь, однако, следует ориентироваться на внутренние части мощных даек, опробуя контрастно крупнозернистые и гигантозернистые участки, которые могли представлять крайние дифференциаты – габбро-пегматиты. В противном случае высока вероятность извлечения из метабазитов только ксеногенного или метаморфоженного циркона.

Подводя итог, следует признать, что в настоящее время наиболее надежным инструментом для датирования неизменных базитов является *U-Pb метод по бадделейту*, выделение которого возможно из слабо дифференцированных полнокристаллических долеритовых даек. В отличие от бадделейта, магматические цирконы в мафических дайках встречаются редко, и для их выделения необходимо отбирать крайние дифференциаты – габбро-пегматиты, которые образуют шлиры в мощных (более 50 м) дайках и силлах. Поиск таких габбро-пегматитовых скоплений и их опробование для выделения магматического циркона оказывается необходимым в случае метаморфических преобразований основных пород, датирование дометаморфического протолита которых возможно только по цирконам. Следует еще раз подчеркнуть, что присутствие во внутриплитных базитах заметных количеств захваченных минеральных фаз требует от исследователей большой осторожности при проведении изотопно-геохронологических исследований, поскольку здесь возможно получение

искаженной возрастной информации. Наряду с этим, распознавание и изучение ксеногенного материала дает дополнительную информацию для петрогенетических реконструкций. В частности изучение ксенокристов цирконов позволяет провести независимую оценку степени контаминации, учет которой является очень важной задачей при реконструкциях составов мантийных источников расплавов.

Авторы очень благодарны Павличенко В.Е. за кропотливую работу по ручной отборке мономинеральных фракций для изотопно-геохронологических исследований и Ульфу Содерлунду за возможность освоения методики выделения бадделеита в университете Лунда.

Работы выполнены при поддержке РФФИ, проект № 11-05-01130.

Изотопная геохронология ультрабазит-базитовых рудно-магматических систем Узбекистана

**Сайдиганиев С.С.¹, Ахунджанов Р.¹, Зенкова С.О.¹,
Каримова Ф.Б.¹**

¹ИГиГ АНРУз, Ташкент

В Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Академии наук Республики Узбекистан с 1990 года проводятся геохронологические и изотопно-геохимические исследования магматических образований Западного Тянь-Шаня. Получено около 80-ти изохронных рубидий-стронциевых датировок и уточнено возрастное положение более 40 интрузивов Восточного и Западного Узбекистана. В последние годы по магматическим формациям, выделенным как индикаторные для различных геодинамических обстановок, проведены новые определения изотопного возраста пород рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами. В результате полученных уточненных данных по основным ареалам проявления магматизма составлена Схема межрегиональной возрастной корреляции вулканогенных свит и интрузивных комплексов Узбекистана. Установлено, что ультрабазит-базитовый магматизм был проявлен в венд-кембрии, ордовике-силуре, раннем карбоне и перми в океаническом, активноокраинном с островными дугами и внутриплитном геодинамических режимах [Далимов, 2010].

Наиболее древней является ультрабазитовая ассоциация апогарцбургитовых серпентинитов, слагающих мелкие тела в пределах глубинных разломов и их виргаций. Они представляются продуктами мантийного магматизма, проявленного в зонах спрединга и субдукции, несущего оруденение хрома, платиноидов, золота и редкоземельных металлов. Отличительные черты ультрабазитов различных геодинамических режимов устанавливаются по

характеру распределения редкоземельных элементов. Составы серпентинитов соответствуют продуктам мантийного магматизма. Породы зон спрединга (Южная Фергана, Северный Нуратау, Тамдыгау, Султануиздаг, Зирабулак-Зиаэтдин), согласно нейтронно-активационным и масс-спектрометрическим анализам (ИЯФ АНРУз, ИГиГ АНРУз) характеризуются резким преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими. Серпентиниты, относимые к продуктам зон субдукции и последующего мантийного диапиризма подобных Западно-Тихоокеанской активной окраине [Фролова, 1989], имеют обратные соотношения этих групп редкоземельных элементов. По химическому составу серпентиниты относятся к апогарцбургитовым образованиям. В них микрозондовым анализом определены низкожелезистый серпентинизированный оливин ($f=15-19\%$) и магнетиты, которые имеют незначительное количество (до 0.4%) никеля, кобальта, а также феррохромит, содержащий 9-15% хрома. По составу порода соответствует оливинитам. Подобные образования установлены в позднепалеозойских габброидах Срединного Тянь-Шаня в виде овальных ксенолитов, имеющих размеры от первых сантиметров до 10 м в диаметре. Рубидий-стронциевый возраст их колеблется в пределах неопротерозоя – позднего силура (621-423 млн. лет), отношения изотопов стронция 87 и 86 имеют мантийные значения (0.704-0.705) [Сайдиганиев, 2009]. Представляется, что ксенолиты вынесены из нижних частей литосферы при внедрении мантийного диапира, фиксируемого как высокоскоростное включение в верхней коре.

Характер распределения редкоземельных элементов в габброидах, проявленных в островодужном, активноокраинном континентальном и внутриплитном режимах, вероятно, является преемственным от мантийного и выражен в закономерном увеличении количества легких лантаноидов к конечным этапам ультрабазит-базитового магматизма Срединного и Южного Тянь-Шаня. Согласно Т.Н. Далимову [2009] раскол и раздвиг фундамента в раннем палеозое привел к формированию Туркестанского палеоокеанического бассейна. К этому этапу относится образование дунит-гарцбургит-габбрового ряда формации. Породы являются производными мантии и обогащены хромшпинелидами, магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом, а также содержат золото и платиноиды. Следующими по возрасту являются оливинит-верлит-пироксенит-габбровая и габбро-диабазовая ассоциации, рудоносные на железо и титан. Это породы Тебинбулакского интрузива и даек Мальгузара в Южном Тянь-Шане. Абсолютный возраст их 411 млн. лет, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$.

Магматические формации активных окраин наблюдаются от Приаралья через Центральные Кызылкумы, Нуратау до Чаткало-Кураминского региона в виде полосы, протяженностью от 1300 км до 1500 км при ширине 150-300 км. Формирование магматических и рудных формаций происходило в геодинамических обстановках островных дуг и активных континентальных окраин, характерных для Востока Азии – тихоокеанского типа. К островодужным образованиям относится ассоциация Срединного Тянь-

Шаня, представленная мелкими телами, сложенными горнблендитами, роговообманковыми габбро и аляскитами. Абсолютный возраст пород соответствует позднему силуру-раннему девону (409 млн. лет – роговообманковое габбро, 418 млн. лет – аляскит). Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у этих двух типов пород равны 0,706 и указывают на мантийно-коровую природу расплавов. Вулканисты этого возраста представлены базальтами, андезитами, трахириолитами и игнимбритами (426-422 млн. лет; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.706$). С ними связаны месторождения железа, полиметаллов и наблюдаются акцессорно-минеральные и геохимические признаки специализации ассоциации на титан, золото, серебро и редкие металлы.

Надсубдукционный магматизм характеризуется образованием в раннем карбоне габбро-плагиогранитной формации (343 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$), несущей оруденение меди с платиноидами, золотом и серебром.

В геодинамической обстановке «горячих точек» образуются малые интрузии субсеквентного магматизма. Тренд эволюции его начинается с внедрения субщелочных основных магм, сформировавших тела, сложенные монцогаббро и сиенодиоритами (290-276 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705-0.706$). С этими гипабиссальными малыми интрузиями генетически связано Au, Ag, Cu, W, Mo, Sn, Li, Be, Bi, Ta, Nb, U, Th, PЗЭ оруденение. Внутриплитными являются ассоциации, которые представлены трахидолеритами, трахитами (сиенит-порфирами) и онгонит-лейкогранитовой ассоциацией (278-260 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.707$). В месторождениях, наряду с W, Mo, Sn, содержатся руды в основном Li, Be, Nb, Ta, PЗЭ и других элементов.

Таким образом в Срединном и Южном Тянь-Шане ультрабазит-базитовые интрузии с оруденением черных, цветных, редких и благородных металлов образованы в океаническом, активнокрайнем субдукционном и внутриплитном режимах.

Литература

1. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет. 2010. – 228 с.
2. Сайдиганиев С.С. Рубидий-стронциевая геохронология магматических образований Срединного и Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2009. №6. – С. 17-24
3. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. – 261 с.

Происхождение изотопов гелия в минералах и проблемы датирования U-Th-He методом

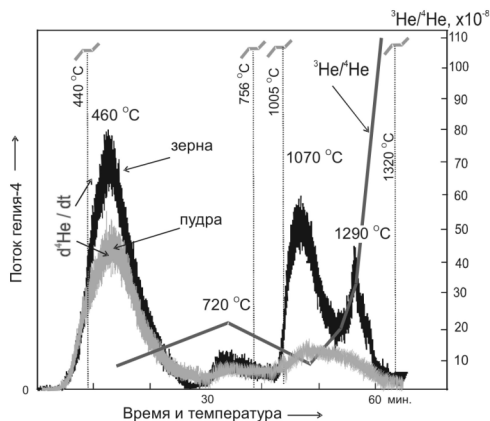
Севостьянов А.Ю.¹, Скиба В.И.¹, Каменский И.Л.¹,
Толстихин И.Н.^{1,2}, Ветрин В.Р.¹

¹ГИ КНЦ РАН, Анатимы; ²ИКИ РАН, Москва

Датирование минералов U-Th-He методом предполагает радиогенное происхождение He и его полную сохранность после завершения магматического процесса и остывания породы. Для определения концентрации гелий, как правило, выделяют из образца посредством плавления минерала [1,2]. Такая методика не позволяет учесть разные места нахождения (*ми*) и скорости миграции He минерале и неминуемо приводит к ошибкам датирования. Необходимость изучения кинетики выделения He для понимания его природы и сохранности иллюстрируется результатами, полученными для ильменита из щелочных гранитов Кейвского блока, Кольский полуостров.

Значения потока гелия в зависимости от температуры (термограмма) для зёрен ильменита (фракция -0.5 +0.25) показали совпадение начала низкотемпературного пика выделения (440 - 500 °C) с первым полиморфным превращением ильменита, 440 °C (рисунок). Термограмма образца истёртого до состояния пудры (т.е. с уничтоженными флюидными микровключениями) воспроизвела низкотемпературный пик He: размеры диффузионных доменов не изменились при истирании зерен. Вероятно в этом температурном интервале выделялся радиогенный He, что подтверждается низким отношением ³He/⁴He (рис.). Радиогенный ⁴⁰Ar* также выделяется в этом интервале температур.

Третий фазовый переход ильменита (1005 °C) соответствует подъему первого высокотемпературного пика выделения He (1070 °C), стимулируя миграцию He из соответствующего энергетического положения. Температуры второго пика выделения He (1290 °C) и плавления ильменита (1320 °C) близки: He выделился при плавлении образца. Сопоставление результатов отжига зерен и пудры свидетельствует о нахождении газов, выделяющихся в диапазоне температур 1000–1300 °C, во включениях, разрушаемых при истирании минерала. Существенно, что изотопный состав He во включениях различен: при 1070 °C выделяется He с низким отношением ³He/⁴He, в то время как при плавлении выделяется He с заметным вкладом ³He (рис.).



Таким образом, в одном и том же минерале наблюдаются три разных *мн* He (характеризующихся разными энергиями активации миграции); вероятно, что происхождение He в каждом из них различно, так что «валовая» концентрация He не может быть использована для датирования. Разные места нахождения He наблюдаются и в других минералах (см. например [3]). Используя параметры динамического отжига, значение температуры, скорость ее подъема и используя другие методы экстракции, можно выделять газы из каждого *мн*, с последующим изотопным (и химическим) анализом каждой фракции газа, а также оценить вклад радиогенной компоненты и возможные потери He минералом.

Полное количество ^4He в ильмените <10 % от возникшего при распаде U (12.5 г/т) и Th (<2 г/т) за время равное возрасту гранитов, 2.67 млрд. лет, что соответствует средней сохранности He в породах земной коры [4]. Плохая сохранность радиогенного He сочетается с избытком не-атмосферного $^{40}\text{Ar}^*$ в этом минерале с весьма низкой концентрацией K (0.033 %): измеренное содержание $^{40}\text{Ar}^*$ в 6 раз больше, чем могло бы быть обеспечено распадом ^{40}K . Захваченный $^{40}\text{Ar}^*$ выделяется вместе с остатками радиогенного(?) He при низких температурах (ниже 520 °C), но $^{40}\text{Ar}^*$ почти отсутствует в микровключениях, вскрывающихся при температуре, близкой к плавлению минерала.

Выделение гелия из ильменита в ходе динамического отжига и изотопный состав гелия в температурных фракциях. Видны три отчетливых пика выделения гелия, над которыми приведены температуры максимумов (пик при 720 °C воспроизводится не во всех опытах). Вертикальные пунктирные линии показывают температуры перегибов линии нарастания температуры нагрева, которые соответствуют фазовым переходам в ильмените. При отжиге истертого образца сохранился только низкотемпературный пик и следы двух высокотемпературных.

Литература

- [1] Soderlund et al. (2005) *Earth Planet Sci. Lett.* 239, 266-275;
[2] Foeken et al. (2006) *Geochem. Geophys. Geosys.* 7, Art. No. Q04015;
[3] Tolstikhin et al. (2010) *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 1436-1447;
[4] Mamyrin and Tolstikhin (1984) *Helium isotope in nature*. Amsterdam, Elsevier, pp. 273.

Закономерности геохимии эцлогитовых цирконов как основа при выделении этапов высокотемпературного метаморфизма (на примере эцлогитов Беломорского подвижного пояса)

Скублов С.Г.¹, Березин А.В.¹, Бережная Н.Г.², Мельник А.Е.¹

¹*ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

Данные по редкоземельному составу цирконов, получаемые с помощью локальных методов изучения вещества, активно развивающихся в последние 10-15 лет, широко используются в геохронологии при интерпретации результатов U-Pb датирования цирконов. Общей чертой геохимии метаморфических цирконов является «сглаживание» типичных для магматических цирконов характеристик: например, Th/U отношение, как правило, не превышает 0.2; Eu- и Ce-аномалии редуцированы или отсутствуют; а совместная кристаллизация с гранатом при метаморфизме приводит к понижению содержания HREE в цирконе. Именно для цирконов из эцлогитов, в которых гранат присутствует всегда, пологий спектр HREE при низком уровне их содержания, наряду с отсутствием отрицательной Eu-аномалии, является характерным признаком, устойчиво повторяющимся в эцлогитах из различных регионов, несмотря на различия их валовых составов [1 и др.].

Однако отмеченные выше закономерности состава эцлогитовых цирконов носят качественный характер и основываются на ограниченном количестве данных, в лучшем случае – на двух-трех десятках локальных геохимических анализов цирконов из нескольких образцов эцлогитов в конкретных комплексах. Поэтому нами проведено обобщения всех доступных данных (877 индивидуальных прецизионных локальных анализа) по составу цирконов из эцлогитовых комплексов мира [2]. В результате выявлены общие закономерности, заключающиеся в аномально пониженном содержании Th (в среднем не больше 3 ppm) и величины Th/U отношения (в среднем 0.03), значительно пониженном содержании всего спектра REE (до 22 ppm) и, особенно, LREE (менее 2 ppm), пониженном содержании Y (в среднем 34 ppm), U (100 ppm), P (41 ppm) и повышенным – Hf (в среднем 11400 ppm). Спектр

распределения REE в цирконах из эклогитов отличается четко выраженным пологим распределением HREE; отсутствием или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией; сильно редуцированной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем 11); «корытообразным» провалом в легкой части спектра REE, доходящим до появления отрицательной Nd-аномалии. Установленные закономерности распределения редких и редкоземельных элементов в цирконах из эклогитов универсальны, они не зависят от типа породы (метабазиты, метальтрабазиты, гнейсы) и величины давления (эклогиты высокого и сверхвысокого давления). Комплексное использование этих признаков позволяет уверенно отличать эклогитовые цирконы от цирконов магматического генезиса и метаморфических цирконов, не связанных с высокobarическим метаморфизмом.

Для эклогитов Беломорского подвижного пояса, на эталонных участках (районы Салмы и Гридино) установлено, что центральные части (ядра) цирконов из эклогитов-метагаббро с возрастом 2.8-2.9 млрд. лет являются магматическими архейскими, а их внешние метаморфические каймы с возрастом около 1.9 млрд. лет по редкоэлементному составу соответствуют типовым эклогитовым цирконам (рис.). Архейских цирконов с эклогитовыми геохимическими характеристиками в пределах Беломорского подвижного пояса не обнаружено. Свекофеннский возраст эклогитового метаморфизма для Беломорского подвижного пояса, определенный с помощью изотопно-геохимического исследования цирконов, однозначно подтверждается по тем же образцам эклогитов данными Lu-Hf гранатовой геохронометрии [3]. Таким образом, в Беломорском подвижном поясе фиксируется только один, а именно свекофеннский (~1.9 млрд. лет) этап эклогитового метаморфизма архейских пород.

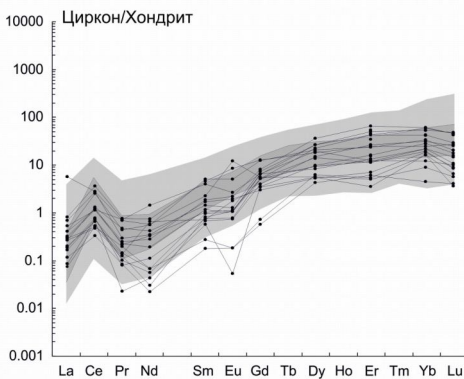


Рис. Соответствие спектров распределения REE в свекофенских цирконах из эклогитов района Салмы и Гридино составу цирконов из эклогитов мира (темно-серая штриховка – 50 %; светло-серая штриховка – 90 % точек составов эклогитовых цирконов мира).

Литература

1. Rubatto D. // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123-138.

2. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. // Петрология. 2012. Т. 20. № 4.
3. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. // ДАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.

Неоархейский онежский гранулитовый комплекс Карельского кратона: особенности состава и новые данные изотопного датирования цирконов

**Слабунов А.И.¹, Бережная Н.Г.², Король Н.Е.¹,
Сибелев О.С.¹, Володичев О.И.¹**

¹*ИГ КарНЦ РАНб, Петрозаводск;*

²*ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

Гранулитовые комплексы имеют достаточно широкое распространение в архее Карельского кратона Фенноскандинавского щита. Здесь выделяются, главным образом, умереннобарические гранулиты, за исключением гранулитов Варпайсьярви (Финляндия). Онежский (или Карицкий [Костин, 1989]) неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается в древнейшем Водлозерском блоке (террейне) на границе центрального и периферического его доменов [Ранний..., 2005]. Он слагает тело размером 100 * 25 км СЗ простирания.

Гранулитовый комплекс состоит из двух главных компонентов: 1) ксенолитов размером от нескольких см до 2 м, сложенных кристаллосланцами; 2) Орх-гранитоидов (эндербитов и чарнокитов). Кристаллосланцы представлены породами основного, среднего, кислого и, реже, ультраосновного составов [Костин, 1989].

По петрогеохимическим особенностям основные кристаллосланцы отвечают базальтам толеитовой серии. Для них характерно «плоское» распределение нормированных по хондриту сод. РЗЭ при уровне сод. 10-20 хондритов, небольшая отрицательная (относительно Th и La) аномалия Nb на спайдерграмме [Слабунов и др., 2011].

Гранулиты среднего и кислого составов (Орх-Аmp-Вi кристаллосланцы) отвечают по составу диоритам - кварцевым диоритам известково-щелочной серии и существенно отличаются от эндербитов (Орх-гранитоидов) более низким содержанием SiO₂.

Орх-гранитоиды (эндербиты, чарнокиты) варьирует по составу от кварцевых диоритов (тоналитов) до гранитов известково-щелочной серии [Слабунов и др., 2011].

В основных кристаллосланцах различимы два гранулитовых парагенезиса: ранний и поздний. Ранняя парагенетическая ассоциация (Орх,

+ Sr_{II} + $Amph_{II}$ + Pl_{II}) выделяется как относительно мелкозернистая среди более крупнозернистой поздней (Or_{II} + Sr_{II} + $Amph_{II}$ + Vt_{II} + Pl_{II}).

Оценка температур становления ранних (I) и поздних (II) парагенезисов близки - 754–870 °С и 750–877 °С, соответственно, давления для позднего - 5.5–6.1 кбар.

Все породы Онежского гранулитового комплекса в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [Костин, 1989].

Из основных гранулитов м. Черный выделены цирконы. В их монофракции преобладают мелкие (90-120 мкм, Ку 1.3-1.4) призматические (рис. 1г) и округлые (рис. 1 б, в) бесцветные и коричневатые полупрозрачные кристаллы, реже встречаются крупные (до 200 мкм) призматические мутные коричневые субидiomорфные кристаллы.

Во многих мелких цирконах наблюдаются округлые хорошо ограненные ядра размером 40-90 мкм, Ку - 1.3-1.4 (рис. 1а) с ярким свечением и следами зональности и темные оболочки с тусклым свечением. Отмечаются отдельные мелкие кристаллы полностью темные на катодолюминесцентных (CL) изображениях (рис. 1в).

В результате датирования в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на SHRIMP-II получено несколько возрастных групп.

Наиболее древний возраст 2898 ± 21 Ma (по верхнему пересечению дискордии) получен по темным на CL-изображениях слабо зональным ядрам цирконов. Содержание в них U - 153-165 ppm, Th - 73-110 ppm, Th/U - 0.50-0.69.

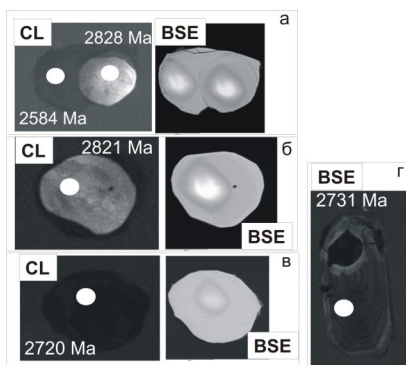


Рис. 1. Катодолюминесцентные (CL) и в отраженных электронах (BSE) изображения цирконов из основного кристаллосланца м. Черный. Кругами обозначены места определения изотопных возрастов, с указанием значений $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов в млн. лет:

По «гранулитовым» многогранным ядрам (рис. 1а) и темному тонкозональному ядру построена дискордия с верхним пересечением 2838 ± 23 Ma. Содержание в этих цирконах U - 10-18 ppm и Th - 1-6 ppm минимально, Th/U - 0.11-0.42, что характерно для цирконов, кристаллизующихся в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций.

По темным на CL-изображениях зернам (рис. 1. в), оболочкам (рис. 1а) и призматическим кристаллам (рис. 1г) получен более молодой возраст - 2734 ± 20 Ма (по верхнему пересечению дискордии).

Ранее [Слабунов и др., 2011] были датированы цирконы из основных гранулитов с о. Б. Гольцы и показано, что время раннего гранулитового метаморфизма оценивается в 2739 ± 17 млн. лет, позднего - в 2701 ± 14 млн. лет. Возраст магматической стадии формирования эндербитов в условиях гранулитовой фации оценивается в 2717 ± 8 млн. лет, в них установлены также ксенокристы с возрастом 2844 млн. лет [Матвеева и др., 2011]). В гранулитах отмечаются процессы диафореза в возрасте около 2522 ± 64 млн. лет.

Учитывая все полученные данные, можно уверенно оценить время проявления высокотемпературных процессов, в ходе которых образовались эндербиты, чарнокиты и кристаллосланцы, - 2739-2701 млн. лет. В гранулитах и эндербитах установлены ксенокристы с возрастом 2.84 и 2.9 млрд. лет, которые несут информацию о возрасте протолита. Обращает на себя внимание наличие в гранулитах м. Черный, кроме неоархейской (2739 млн. лет), популяции «гранулитовых» цирконов с возрастом 2838 млн. лет. Последний, вероятно, отражает поздние мезоархейские термальные процессы в Водлозерском террейна [Ранний..., 2005].

Работа проводится при поддержке РФФИ (грант 11-05-00168-а).

Литература

Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1989. 165 с.

Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б. и др. Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск. 2011. С. 132-134.

Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др. Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск. 2011. С. 1-17.

Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.

Источники цирконов в палеозойских терригенных отложениях Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований

**Смирнова Ю.Н.¹, Сорокин А.А.¹, Котов А.Б.², Ковач В.П.²,
Сальникова Е.Б.², Попеко Л.И.³**

¹ИГиП ДВО РАН, Благовещенск; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск

Ольдойский террейн (или прогиб [2]) расположен в северо-восточной части Аргунского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и обычно рассматривается как фрагмент пассивной континентальной окраины [1]. Однако в результате недавно выполненных геохимических исследований получены данные [7], позволяющие предполагать, что на ранних стадиях осадконакопление протекало в обстановке пассивной континентальной окраины, а на завершающих – в обстановке островной дуги или активной континентальной окраины.

В строении террейна выделяется следующая последовательность осадочных образований [1, 4]: 1) силурийские кварцевые песчаники, кварциты с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, в основании которых отмечаются гравелиты и конгломераты (омутнинская свита, 1300-2500 м); 2) нижнедевонские песчаники, алевролиты, известняки (большеневская свита, 950-1300 м); 3) ниже-среднедевонские известковистые алевролиты, известняки, известковистые песчаники (имачинская свита, 750-950 м); 4) средне-верхнедевонские и верхнедевонские песчаники, алевролиты, реже известняки (ольдойская и тепловская свиты более 1700 м); 5) нижнекаменноугольные песчаники, алевролиты с прослоями известняков, в основании - конгломераты (типаринская свита, 800-900 м). При этом в девонских и каменноугольных терригенных отложениях отмечаются [3] прослои вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований преимущественно кислого состава.

В настоящей публикации приведены результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований, выполненные для детритовых цирконов из песчаников омутнинской (S), ольдойской (D₂₋₃) и типаринской (C₁) свит, отвечающих соответственно нижней, средней и верхней частям генерализованного разреза палеозойских отложений Ольдойского террейна.

Среди детритовых цирконов (105 зерен) из кварцевого песчаника силурийской омутнинской свиты (обр. Ю-35) обнаружены 56 зерен этого

минерала, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. Гистограмма по обломочным цирконам характеризуется двумя хорошо выраженными пиками, соответствующим раннепалеозойскому возрасту (438-545 млн. лет, 59 %). 27 % общей выборки цирконов имеют позднедокембрийский возраст (780–950 млн. лет). Наконец, подчиненное количество цирконов (14 %) содержат древние ядра с возрастaми в интервале 1.2–2.7 млрд. лет.

Из 102 изученных зерен детритовых цирконов из кварц-полевошпатового песчаника средне-верхнедевонской ольдойской свиты (обр. Ю-43) конкордантные оценки возраста получены только для 23 зерен. Большая часть из них имеет среднепалеозойский (373-398 млн. лет, 48 %) и раннепалеозойский (407-507 млн. лет, 22 %) возраст. Около 30 % зерен циркона характеризуются позднедокембрийским (810-860 млн. лет, 13 %) и раннедокембрийским (1.9-2.7 млрд. лет, 17 %) возрастaми.

Для детритовых цирконов (100 зерен) из кварц-полевошпатового песчаника нижнекаменноугольной типаринской свиты (обр. Ю-51) получены 25 конкордантных оценок возраста. Исследуемые цирконы характеризуются главным образом (52 %) среднепалеозойским (343-385 млн. лет) и раннепалеозойским (457-514 млн. лет) возрастaми. Обособляется также популяция позднедокембрийских цирконов (640-970 млн. лет, 16 %), а остальные (32 %) значения приходятся на интервал 1.3-2.6 млрд. лет.

Таким образом, согласно проведенным исследованиям можно заключить, что в терригенных отложениях Ольдойского террейна преобладают детритовые цирконы палеозойского возраста. Возможным источником раннепалеозойских детритовых цирконов скорее всего послужили раннепалеозойские гранитоиды с возрастом 484 ± 11 , 472 ± 2 и 467 ± 5 млн. лет, участвующие в строении северо-восточной окраины Аргунского супертеррейна [5, 6]. В то время как, наиболее вероятным источником среднепалеозойских детритовых цирконов терригенных отложений ольдойской и типаринской свит являются граниты с возрастом 371 ± 6 и 386 ± 10 млн. лет, слагающие тектонические клинья среди палеозойских отложений Ольдойского террейна [5, 6].

Помимо палеозойских цирконов в изученных образцах песчаников Ольдойского террейна присутствует значительное количество (до 30 %) детритовых цирконов позднедокембрийского возраста. Их источниками, по видимому, являются выявленные в последние годы в пределах Аргунского супертеррейна позднедокембрийские гранитоиды [8], а также позднедокембрийские вулканические комплексы, наличие которых предполагается на основе геологических и палеонтологических данных [1, 4]. Вопрос об источниках детритовых цирконов, содержащие древние ядра с возрастом более 1.8 млрд. лет, остается открытым, поскольку в настоящее время отсутствуют геохронологические данные, подтверждающие участие раннедокембрийских образований в строении Аргунского супертеррейна.

Таким образом, полученные данные подтверждают представления [7] о том, что накопление палеозойских терригенных толщ Ольдойского террейна по крайней мере на поздних этапах его формирования протекало в условиях активной континентальной окраины.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (гранты №№ 12-I-0-08-003, 12-II-0-08-002, 12-III-A-08-002), РФФИ (проекты 11-05-00936, 11-05-92003), NSC 98-2923-M-001-001-MY3, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогене» и Государственного контракта № 14.740.11.0187.

Литература

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.

Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ 1969. 399 с.

Решения IV Межведом. регион. стратиграф. совещ. по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 5. С. 54-67.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. // Доклады академии наук. 2002. Т.387. № 3. С. 382-386.

Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Попеко Л.И. и др. // ДАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 361-364.

Wu F. Y., Sun D. Y., Ge W.C. et al. // Journ. of Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1-30.

Породы венда и нижнего палеозоя на Большом Кавказе: данные цирконологии

**Сомин М.Л.¹, Натапов Л.М.², Белоусова Е.А.²,
Потапенко Ю.Я.³, Камзолкин В.А.¹**

¹ *ИФЗ РАН, Москва;* ² *Gemoc Center, ун-т Маквори, Сидней;*

³ *Карачаево-Черкесский гос. ун-т, Карачаевск*

Еще недавно было широко распространено мнение, что все метаморфические толщи Б. Кавказа, за исключением лабинского комплекса, имеют протерозойский возраст. Однако систематическое датирование цирконов магматического происхождения из ортопород и детритового – из

парагнейсов с использованием TIMS, SHRIMP и LA- ICP- MS методов показало, что в пределах зоны Главного хребта, где породы метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации, метаморфитов с докембрийским возрастом протолитов нет. Выявлено присутствие пород со значениями возраста от ордовикского (?) и силурийского до девонского и даже раннекаменноугольного. Возраст метаморфизма определялся с помощью техники SHRIMP по оторочкам на магматических и детритовых цирконах и по цирконам из лейкосомы мигматитов. В последнем случае наиболее древние датировки – 321 млн. лет, но получены также и значения около 305 млн. лет. Эти датировки совпали с таковыми S-гранитов Главного хребта, указывая на генетическую связь регионального метаморфизма и гранитообразования. В свете всех этих данных зона Главного хребта с ее классическим зональным LP/HP метаморфизмом должна интерпретироваться как типично варисцийский домен. В расположенной севернее зоне Передового хребта метаморфические породы высокобарические: включают согласные тела эклогитов, омфацитсодержащих гнейсов и т.п. Детритовые цирконы из парагнейсов этой области в качестве самой молодой фракции включают зерна со средним возрастом на уровне позднего девона (374 млн. лет, LA- ICP -MS, n=60). Цирконы из ортогнейсов также показали девонский (в основном позднедевонский) возраст. В одном случае по метаплагиогранитам получена (TIMS, ГЕОХИ) датировка 323 млн. лет. Возраст метаморфизма (или охлаждения пород до пороговых температур), судя по Lu-Hf (данные А.Л. Перчука) и K-Ar методам отвечает в среднем 322 млн. лет, хотя есть и K-Ar датировки до 380 млн. лет, вероятно, связанные с присутствием избыточного аргона. Итак, метаморфиты Передового хребта одновозрастны таковым Главного хребта и, вероятно, составляют с ними парный метаморфический пояс. Вместе с тем именно в зоне Передового хребта нами впервые обнаружены породы допалеозойского основания. Они представлены небольшим клином лейкократовых ортогнейсов балки Копцева, петрологически сходных с вмещающими палеозойскими метаморфитами. Но они содержат идиоморфные цирконы, SHRIMP-датирование которых (ЦИИ ВСЕГЕИ) показало 550 ± 11 млн. лет.

Стратотипической областью неопротерозоя (рифей) на Б. Кавказе традиционно считается его северная Бечасынская зона. Развитый здесь бечасынский метаморфический комплекс (БМК) трансгрессивно перекрыт мощной урлешской свитой (УРС) пестроцветных песчаников. Ее относили к венду-нижнему кембрию, поскольку предполагалось, что именно из верхней части этой свиты происходят расположенные на силурийском уровне разреза обломки известняков с трилобитами среднего кембрия. Однако U-Pb возраст (SHRIMP) детритовых цирконов УРС оказался отвечающим интервалу 657-507 млн. лет [1], что доказывает по меньшей мере постсреднекембрийский, возможно ордовикский возраст УРС. Предположения о рифейском возрасте БМК основывалось на недостоверно диагностированных микрофоссилиях и

на трактовке смысла Nd-модельных датировок как якобы отражающих геологический возраст пород. Статистически представительные ($n=65$) результаты SHRIMP и LA-ICP-MS U-Pb датирования детритовых цирконов из тех же толщ показали доминирование зерен кадомского (неопротерозой-раннекембрийского) возраста. Так, в пробе 6728 ташлыкольской свиты (биотитовая зона, $n=41$) главная популяция ($n=14$) характеризуется средним значением LA-ICP-MS возраста 540 ± 3.2 млн. лет. Группа из 20 зерен охватывает интервал 736-655 млн. лет, имеется группа ($n=4$) с интервалом 529-534 млн. лет. И только у трех зерен возраст 1.0-1.8 млрд. лет. U-Pb возраст идиоморфных цирконов из пробы K1-06 метариолит (микрогранит?) порфиоров р. Кубань составляет 530 ± 8 млн. лет (ранний кембрий). Совокупность всех этих данных указывает на раннепалеозойский, преимущественно кембрийский возраст большей части стратифицированных толщ БМК и его деформацию к началу ордовика. Иначе говоря, этот комплекс может быть предположительно отнесен к раннекаледонским (салаирским) образованиям.

Помимо метаосадочных пород (парагнейсов) и упомянутых выше кембрийских метамагматитов, в поле БМК обнаружены породы, содержащие идиоморфный магматический циркон, возраст которого находится в пределах позднего неопротерозоя. Это плагииграниты рек Кубань (балка Акбаева), Даут и Худес. U-Pb возраст (SHRIMP) первых составляет 560 ± 10 млн. лет, у вторых (проба 611-69) он равен 562 ± 8 млн. лет; у третьих (проба 08-35) по главной популяции получено 595 ± 4 млн. лет (LA-ICP-MS). К сожалению, очень сложная складчато-надвиговая структура и неполная обнаженность не позволили пока выяснить соотношения этих гранитоидов с парагнейсами.

Как можно видеть, возраст детритовых цирконов из метапсаммитов БМК соответствует возрасту цирконов из названных гранитоидов. Можно предположить, что последние являются выступлениями кадомского фундамента, который и поставлял часть обломочного материала в раннепалеозойский бассейн. Ничтожное содержание цирконов докадомского возраста ставит вопрос о барьере, отделявшем этот бассейн от кристаллического основания Восточно-Европейской платформы, представленного раннепротерозойскими комплексами Воронежского и Ростовского выступов. Цирконы неопротерозойского возраста постоянно фиксируются и во всех более южных террейнах фундамента Б. Кавказа [1], однако здесь они соседствуют с обильными более древними, преимущественно раннепротерозойскими цирконами. Материал гренвилльского уровня наиболее редок, еще реже архейский. Таким образом, распределение возрастов цирконового детрита на Б. Кавказе бимодальное, характерное для варисцид Центральной Европы. Основные поля кадомид располагались на юге, на северном краю Гондваны.

Полученные данные позволяют сделать еще один вывод: возраст метаморфического фундамента Б. Кавказа увеличивается к северу. Это может означать палеозойскую аккрецию в этом направлении.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант № 10-05-00036а

Литература

1. Somin M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview//Turkish Jour. Earth Sci. 2011, pp. 545-610

**Позднемезозойский адакитовый вулканизм
Уганского поля (юго-восточное обрамление Северо-
Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические
и геохимические данные**

**Сорокин А.А.¹, Сорокин А.П.¹, Пономарчук В.А.²,
Ларин А.М.³, Травин А.В.²**

*¹ИГиП ДВО РАН, Благовещенск; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск;
³ИГГД РАН, Санкт-Петербург*

Восточная окраина Азиатского континента характеризуется широким проявлением позднемезозойских магматических процессов, в ходе которых были сформированы обширные ареалы и протяженные пояса вулканических и плутонических пород, (Монголо-Забайкальский, Большехинганский, Хингано-Охотский, Восточно-Сихотэ-Алинский; Становой, Охотско-Чукотский), наложенных на разновозрастные структуры Северо-Азиатского кратона, Центрально-Азиатского складчатого пояса, Сино-Корейского кратона. Наименее изученным звеном во всем ансамбле позднемезозойских магматических поясов восточной Азии являются вулканические поля, наложенные на разновозрастные структуры Джугджуро-Станового супертеррейна. Достаточно распространена точка зрения, согласно которой позднемезозойские вулканы входят в состав близширотного Станового плутогенного пояса.

Объектом исследования являются вулканические породы, слагающие Уганское вулканическое поле в южной части Джугджуро-Станового супертеррейна на правом берегу Зейского водохранилища. Они представлены порфиоровыми и афировыми плагиоклаз-клинопироксеновыми, плагиоклаз-двупироксеновыми андезибазальтами, плагиоклаз-двупироксеновыми, плагиоклаз-амфиболовыми андезитами и дацитами, афировыми риолитами.

Андезитам, андезибазальтам свойственны высокие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\%$, низкие и умеренные концентрации $\text{TiO}_2 < 0.8\%$, $\text{MgO} < 3.2\%$, $\text{K}_2\text{O} < 2.5\%$. Величина отношения FeO^*/MgO варьирует преимущественно в достаточно узком диапазоне 1.5-1.9. Обращает на себя внимание обогащение

пород Sr>600 ppm, Ba>900 ppm при одновременном деплетировании в отношении Y=8-15 ppm, Nb=6-12 ppm, Ta=0.6-0.8 ppm, Hf=3.6-5.0 ppm. Распределение редкоземельных элементов отчетливо дифференцировано [La/Yb]_n=15-19 при слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu*_n=0.8-0.9. В дацитах и риолитах указанные геохимические тенденции в основном сохраняются, при снижении концентраций Sr до 360-520 ppm, HREE, Y. Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые вулканические породы обладают геохимическими особенностями, свойственными адакитам [2].

Геохронологические ³⁹Ar/⁴⁰Ar исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) по фрагментам основной массы. Для порфирового плагиоклаз-двупироксенового андезита (обр. С-1090) получено значение возраста по плато – 93.1±2.0 млн. лет (68% выделенного, интегральный возраст 91.2±4.0 млн. лет) и близкая в пределах погрешности, но более грубая оценка изохронном варианте – 88.2±5 млн. лет (СКВО=3.06, начальное отношение (⁴⁰Ar/³⁶Ar)₀=310±20)). Для афирового риолита (обр. С-1101-1) получены согласующиеся значения возраста при расчете по плато – 109.8±1.4 млн. лет (94% выделенного, интегральный возраст 108.7±2.6 млн. лет) и в изохронном варианте – 109.9±2.6 млн. лет (СКВО=1.96, начальное отношение (⁴⁰Ar/³⁶Ar)₀=299±7)). На основании приведенных экспериментальных данных мы принимаем значения возраста исследованных пород, полученные с наименьшей погрешностью (по плато).

Полученные геохронологические данные позволяют отметить несколько важных моментов. Так возраст риолитов Уганского вулканического поля (109.8±1.4 млн. лет) соответствует возрасту внедрения гранитоидов ираканского и невачанского интрузивных комплексов – 110-108 млн. лет (U-Pb метод [3]), проявленных в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна. Практически с этого же рубежа (106-105 млн. лет) предполагается [4] начало формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса. В составе вулканических поясов, наложенных на структуры, примыкающие с Джугджуро-Становому супертеррейну с юга, риолиты имеют более древний возраст 120-114 млн. лет (³⁹Ar/⁴⁰Ar метод [5], LA-ICP-MS метод [6]).

Возраст андезитов (93.1±2.0 млн. лет) Уганского вулканического поля хорошо согласуется с эпизодами проявления вулканизма среднего состава, наложенного на различные структуры восточной Азии. В частности, на это время приходится один из основных этапов проявления андезитового магматизма в строении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [4]. Андезиты близкого возраста отмечаются в составе вулканогенных поясов к югу от Джугджуро-Станового супертеррейна [5, 6].

Таким образом, возраст вулканитов Уганского поля находит свое место в общей последовательности формирования вулканических ассоциаций восточной Азии. В тоже время адакитовый состав исследованных пород, сразу же выделяет их из указанной последовательности. До сих пор меловые

адакиты были выявлены в пределах одного из синдвиговых бассейнов восточной Азии [7] и не были описаны среди большинства вулканических поясов континентальной окраины [1, 4-6 и др.]. Однако геохимические особенности пород ($\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Sr} > 650$ ppm, $\text{Ba} > 1000$ ppm, $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 17-30$) [8, 9, неопубликованные данные авторов], участвующих в строении вулканических полей Джугджуро-Станового супертеррейна в бассейнах рек Мульмуга, Верхняя Ларба, Бомнак и др., свидетельствуют о том, что, некоторые из этих вулканитов являются адакитами. В этой связи, есть основания полагать, что специфический адакитовый магматизм в пределах этого супертеррейна в позднем мезозое проявился достаточно широко. Это обстоятельство требует уточнения геодинамического сценария формирования восточной окраины Азии на рубеже раннего и позднего мела и объяснения причин проявления адакитов в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна и отсутствия их в составе крупных вулканических поясов восточной Азии (Охотско-Чукотском, Большехинганском, Хингано-Охотском и др.).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 12-05-00074, 12-05-00464), Президиума ДВО РАН (проекты 12-I-0-ОНЗ-01, 12-I-0-ОНЗ-09).

Литература

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Defant M. J., Drummond M.S. // Nature. 1990. V. 347. P. 662-665.

Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Сб. докл. Всеросс. науч. конфю 16-18 июня 2010 г. Благовещенск, ИГиП ДВО РАН, 2010. С.25-26.

Акинин В.В., Миллер Э.Л. // Петрология. 2011. Т.19. №3. С.249-290.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12. №6. С.38-54.

Zhang J.H., Ge W.C., Wu F.Y. et al. // Lithos. 2008. V. 102. P. 138-157.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. // Геохимия. 2006. №12. С. 1251-1265.

Антонов А.Ю. // Тихоокеанская геология. 1988. Т. 17. №.6. С. 79-93.

Антонов А.Ю. // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. №.1. С. 66-78.

Методика интерпретации результатов геохронологических исследований детритовых цирконов

**Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Ковач В.П.,
Котов А.Б., Крылов Д.П., Сальникова Е.Б.**

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Традиционно геохронологические исследования детритовых цирконов проводятся с целью оценки возраста источников сноса и определения нижней возрастной границы формирования осадочных или метаосадочных пород с той или иной степенью достоверности. Однако во многих случаях информация о генезисе цирконов малоинформативна или просто отсутствует. Предлагаемый подход к изучению цирконов позволяет получить более широкую информацию не только о возрасте, но и типах пород источников сноса, оценить возрастные интервалы их формирования и возраст наложенных процессов, а также контролировать качество геохронологических данных. Разработанная методика предусматривает детальное микроскопическое изучение (при увеличениях в 500-1000 раз) внутреннего строения всех цирконов в пробе, зональности и характера контактов между зонами (с коррозией или без нее) и определение генезиса всех детритовых и новообразованных (в случае изучения метаосадочных пород) цирконов по типам первичных флюидных (ФВ) и расплавных (РВ) включений, захваченных ими в процессе кристаллизации. Присутствие РВ с фазой силикатного стекла свидетельствует о вулканогенном генезисе, полностью раскристаллизованных РВ – об интрузивном генезисе, исключительно ФВ позволяет предположить их метаморфический генезис. Наиболее сложным является исследование детритовых цирконов из метаосадочных пород, где, помимо всего прочего, необходимо отделять детритовые метаморфические цирконы от цирконов, сформировавшихся в процессе метаморфизма породы. Характерной чертой детритовых цирконов из таких пород является в целом плохая степень сохранности РВ, а особенно ФВ, подвергающихся при наложенном метаморфизме частичной декрепитации и коррозионная граница между ними. В метаморфических оболочках на детритовых цирконах разного возраста ФВ сохраняются хорошо. Если наложенный метаморфизм сопровождался анатексисом, в детритовых цирконах могут образоваться вторичные полностью раскристаллизованные РВ, затеки расплава и проникновение метаморфогенного флюида по трещинам. Степень сохранности вторичных РВ (анатектических) и ФВ также значительно выше, чем первичных. Кроме того, анатектические РВ и ФВ включения часто «облепляют»

корродированную поверхность детритовых цирконов. В результате применения разработанного подхода удается, как правило, получить достоверную информацию о генезисе детритовых цирконов и, соответственно, о породах, послуживших источниками сноса для формирования осадочной толщи, а также распознать оболочки метаморфических цирконов, образовавшихся при метаморфизме уже сформировавшейся осадочной породы.

Для получения достоверной и полной информации о возрасте цирконов разного генезиса наиболее рационально заранее наметить оптимальные наиболее «чистые» участки для изотопных измерений. Это связано с достаточно сильной и часто неравномерной переработкой цирконов при метаморфизме, присутствием в них вторичных РВ и ФВ, трещин, заполненных метаморфогенным флюидом, и возможностью анализа смесей цирконов разного генезиса, чаще всего, детритового циркона и фрагмента метаморфической оболочки, что сильно искажает результаты измерений. При такой предварительной подготовке цирконов для геохронологических исследований существует высокая доля вероятности получения информации о возрасте всех генетических разновидностей как детритовых, так и метаморфических цирконов в пробе. В тех случаях, когда изотопные измерения цирконов уже проведены, необходимо детально изучать проанализированные кристаллы для отбраковки из рассмотрения результатов, полученных по участкам, содержащим фрагменты зон разного генезиса или иные дефекты («загрязнения»), составляющие от 20 до 80% всех измерений.

Конкретные результаты применения предлагаемой методики рассматриваются на примерах интерпретации геохронологических данных, полученных по детритовым цирконам из гранат-графит-слюдяного сланца амурской серии (Буря-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) и из парагнейса чупинской толщи (Балтийский щит).

Сланец амурской серии. Изотопные измерения проведены методом лазерной абляции. Детритовые цирконы в пробе представлены субидiomорфными призматическими и изометричными зернами и их обломками с интенсивно корродированной поверхностью. На поверхности детритовых цирконов (около $\frac{1}{4}$ зерен) наблюдаются идиоморфные наросты и тонкие оболочки, поверхность которых не корродированна. В детритовых цирконах присутствуют многочисленные первичные РВ, реже ФВ и твердофазовые включения апатита, реже сульфидов. Наиболее распространены (2/3 пробы) детритовые цирконы вулканогенного генезиса, менее (около 1/3 пробы) – интрузивного. Идиоморфные наросты и редко наблюдаемые тончайшие оболочки на детритовых цирконах разного генезиса, метаморфогенные, судя по присутствию в них единичных однофазовых субмикроскопических ФВ, проникновению их по трещинкам в

детритовые цирконы и расположению на корродированной поверхности детритовых цирконов под наростами.

Анализ участков и результатов конкордантных измерений показал, что, вулканогенные цирконы кристаллизовались в течение трех возрастных интервалов: 922-924 млн. лет, 480-514 млн. лет и 255 млн. лет, а интрузивные цирконы в интервале 483-535 млн. лет. Следовательно, протолит сланцев сформировался не ранее 255 млн. лет, то есть имеет позднепермский возраст, а не раннепротерозойский (каким он показан на картах). Возраст образования метоморфогенной оболочки составляет 208 млн. лет (измерен возраст метаморфогенного нароста). Но, так как оболочка очень тонкая, возможно возраст несколько завышен. Таким образом, метаморфизм не древнее 208 млн. лет, а может быть и немного моложе.

Гнейсы чупинской толщи. Изотопные измерения произведены на ионном микрозонде SHRIMP. Детритовые цирконы представлены корродированными ядрами в двух метаморфогенных оболочках и имеют разный генезиса и возраст: 1) вулканогенный с возрастaми 3250 млн. лет и 2754-2765 млн. лет; 2) интрузивный с возрастaми 2924-2938 млн. лет и 3) метаморфогенный гранулитовый с возрастом 3184 млн. лет в ядре вулканогенного циркона с возрастом 2756 млн. лет. Следовательно, осадочный протолит чупинской толщи был окончательно сформирован не ранее 2754 млн. лет. Затем он подвергся двум этапам метаморфизма, в результате которых на детритовых цирконах образовались оболочки с возрастaми 2654-2656 млн.лет и 1880-1887 млн. лет. Оба этапа метаморфизма сопровождалась анатексисом. По-видимому, был и еще один метаморфизм, моложе 1880 млн. лет, который приводил к кристаллизации на гранях дипирамид субмикроскопических идиоморфных единичных наростов цирконов, к растворению поверхности (сглаживанию ребер) метаморфогенных цирконов с возрастом 1880 млн. лет и к декрепитации части флюидных включений в них.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00936 и 11-05-92003).

Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий

Травин А.В.¹, Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Бабин Г.А.^{1,4},
Пономарчук В.А.^{1,2}, Полянский О.П.¹, Навозов О.В.⁵,
Хромых С.В.^{1,6}, Юдин Д.С.¹, Кармышева И.В.¹,
Котлер П.Д.^{1,2}, Михеев Е.И.^{1,2}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, *travin@igm.nsc.ru*;

²НГУ, Новосибирск; ³ТГУ, Томск; ⁴ФГУП СНИИГГуМС,
Новосибирск; ⁵ТОО «ГРК «Топаз», Усть-Каменогорск,
Республика Казахстан; ⁶Президиум СО РАН, Новосибирск.

В истории геологического развития Земли ключевое значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста. Традиционно выделяются надсубдукционные и коллизионные орогены, специфика которых рассматривается в [Shengöğ A.M.C., et al., 1993; Хаин, Лобковский, 1995; Добрецов и др., 2001; Лобковский, Хаин, 2005; Владимиров В.Г. и др. 2005]. При построении геодинамических моделей орогенеза на первое место выходит оценка длительности орогенических событий, на основе которой может быть проведена верификация различных сценариев. Гранитоидные батолиты являются наиболее представительными геологическими объектами, позволяющими получить на основе термохронологических исследований (U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar-методы) достоверную информацию об истории орогенических событий. В рамках настоящего доклада приведены авторские материалы по каледонским и герцинским орогенам Центральной Азии, а также дан их сравнительный анализ с мировыми аналогами. Цель доклада – охарактеризовать аккреционно-коллизионные орогены различного типа на основе термохронологического исследования формирующихся в них гранитоидных батолитов.

Мы предлагаем рассмотреть в качестве возможной оценки длительности орогенических событий разницу между возрастом формирования гранитоидных батолитов, определенным U/Pb методом по циркону, монациту (для лейкогранитов) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастом по слюдам (биотит, мусковит). Окончательное закрытие K/Ar изотопной системы слюд происходит при температурах, меньших 300-400 °С. Это означает, что к этому времени плутон должен находиться на глубине, значительно меньшей 6-8 км. Этот уровень глубин соответствует переходу в земной коре от хрупко-пластических к хрупким деформациям и, по всей видимости, - существенному замедлению и смене механизма выведения гранитоидных

батолитов к поверхности. В докладе рассматриваются гранитоидные батолиты мезоабиссальной фации глубинности (5-20 км) и сопряженные с ними во времени и пространстве метаморфические комплексы. Сводка термохронологических данных приведена на рисунке в виде обобщенной гистограммы.

$\Delta T < 5$ млн лет. В область четко выраженного пика, соответствующего минимальным значениям длительности выведения к поверхности, не превышающим 5 млн лет, попадают 11 петротипических гранитоидных плутонов различного возраста, формирующихся в обстановке постколлизии растяжения при отсутствии ярко выраженной сдвиговой компоненты (см. рис.). Эти плутоны относятся к Корнубийскому батолиту (юго-западная Англия) [Chesley et al., 1993]; лейкогранитным плутонам Памиро-Гималаев [Copeland et al., 1990; Владимиров, 1993; Harrison et al., 1998; 1999; Simpson et al., 2000; Searle et al., 2003;]; гранитным Горам орогена Севиер (юго-восточная Калифорния) [Kula, 2000]. Зафиксированное изотопными системами этих гранитоидных батолитов время выведения согласуется с результатами численного моделирования гранитогнейсового диапиризма в земной коре, показавшими, что в результате базитового андерплейтинга (на глубине 30 км) в течение 2 млн лет происходит формирование гранито-гнейсового купола и относительно быстрое его всплывание за несколько сотен тысяч лет, которое тормозится на глубине 6-7 км [Полянский и др., 2010].

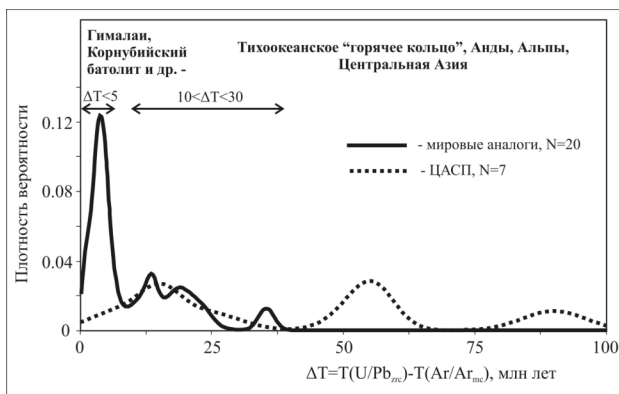


Рис. Гистограмма разницы между возрастом формирования (U/Pb по циркону, монациту) и возрастом закрытия K/Ar системы слюд для гранитоидных плутонов и сопряженных метаморфических комплексов ЦАСП (штрихом) и мировых аналогов (сплошная).

$10 < \Delta T < 30$ млн лет. Для девяти петротипических плутонов, относящихся к трансформной активной континентальной окраине Северной

Америки (от восточной Аляски до Мексики) [Chardon et al., 1999; Schmidt et al., 2009]; Новозеландской палеоокеанской активной окраине Гондваны [Scott&Palin, 2008; Scott et al., 2011]; сдвиговой зоне Ред Ривер (Китай, Вьетнам) [Cao et al., 2011]; герцинскому поясу Пиреней [Maurel et al., 2004; Evans et al., 1998; Metcalf et al., 2009], длительность выведения к поверхности значительно превышает результаты математического моделирования и попадает в диапазон 10-30 млн лет. В случае Пиренейских плутонов столь большая разница между временем их формирования и закрытием К/Аг изотопной системы слюды может быть объяснена поздним погружением во время альпийской активизации, что зафиксировано по данным трекового датирования и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ термохронологии по К-полевым шпатам [Хаин и др., 1996; Metcalf et al., 2009]. Для плутонов Тихоокеанского «горячего» кольца наблюдаемые повышенные величины ΔT систематически воспроизводятся и, по всей видимости, являются показательными для орогенных процессов. Общей чертой этих регионов и вероятной причиной замедления подъема плутонов к поверхности является роль сдвиговых деформаций [Ханчук, 2011].

Детальное термохронологическое исследование проведено на примере ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) [Федоровский и др., 1995; 2001; Травин и др., 2009; Владимиров и др., 2010], ранних каледонид Западного Сангилена (юго-восточная Тува) [Владимиров и др., 2005; Кармышева, 2011] и герцинид Алтая [Владимиров и др., 2001; Травин и др., 2001; Котлер, 2012]. Установлено, что в стрессовых геодинамических условиях происходит существенное замедление подъема гранитоидных плутонов к поверхности. На основе имеющихся данных можно сделать предварительное заключение о том, что длительность выведения гранитоидных плутонов в Центральной Азии отвечает нескольким дискретным значениям, отличающимся примерно на 30-40 млн лет, при этом, первый пик совпадает с диапазоном значений, соответствующих активным континентальным окраинам с проявлением интенсивной сдвиговой компоненты, а последующие пики – мантийно-коровому взаимодействию в условиях интерференции плейт- и плюм-тектонических факторов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РАН ОНЗ-10.3, РФФИ ОФИ 09-05-12015, ИП №77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид».

Архейские магматические и метаморфические события в формировании коры юго-запада Сибирского кратона

Туркина О.М.¹, Урманцева Л.Н.¹, Капитонов И.Н.²,
Бережная Н.Г.²

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Геохронологическое исследование магматических и метаморфических комплексов служит основой для реконструкции стадийности роста ранней континентальной коры. В настоящем сообщении суммируются как литературные, так и авторские опубликованные и новые данные, демонстрирующие результаты изотопно-геохронологического изучения палео- и неоархейских метаморфических ассоциаций Шарыжалгайского выступа, юго-запад Сибирского кратона. Информация получена главным образом с помощью локального U-Pb датирования циркона на ионном микрозонде SHRIMP II, анализа изотопного Lu-Hf состава циркона методом ICP-MS с лазерной абляцией и определения содержания редких элементов в цирконе (Cameca IMS-4f).

Шарыжалгайский выступ представляет собой коллаж блоков различного состава и степени метаморфизма, сочленение которых в результате коллизионных процессов произошло в палеопротерозое (1.87-1.85 млрд. лет). В структуре Шарыжалгайского выступа выделены Онотский и Булунский гранит-зеленокаменные и Иркутский и Китойский гранулитогнейсовые блоки. Древнейшие палеоархейские комплексы в Онотском и Булунском гранит-зеленокаменных блоках представлены плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТГГ) комплексов.

Их протолиты были сформированы в результате трех дискретных эпизодов магматизма: 3.4 млрд. лет в Онотском и 3.3 и 3.25 млрд. лет в Булунском блоках [1, 2]. Метаморфизм и мигматизация пород ТГГ комплекса Булунского блока произошли на рубеже ~3.2 млрд. лет. Магматические цирконы из пород ТГГ комплексов характеризуются преимущественно положительными ϵ_{Hf} , отражающими образование расплавов из мафических источников, производных деплетированной мантии. Вариации изотопного состава Hf в цирконах из плагиогнейсов (ϵ_{Hf} от +3.3 до -1.7) обусловлены вкладом более древних коровых источников в магмообразование, что согласуется с диапазоном ϵ_{Nd} пород (от +2.1 до -1.0). Метаморфические цирконы либо унаследуют изотопный состав Hf от магматического, либо обогащены радиогенным Hf за счет обмена с матриксом породы или расплавом при мигматизации. Бимодальное распределение величин

модельного возраста циркона предполагает проявление двух этапов корообразующих событий в палеоархее: 3.5-3.6 и 3.35 млрд. лет.

В Иркутном блоке установлены единичные выходы биотит-гиперстеновых гранулитов, которые содержат магматические ядра циркона с возрастом ~3.4-3.3 млрд. лет [3, 4]. Формирование оболочек и многоплоскостных зерен циркона связано с двумя этапами метаморфизма: ~3.0 и 1.85 млрд. лет. Цирконы, образованные при метаморфизме, в сравнение с магматическими ядрами обеднены РЗЭ, прежде всего тяжелыми лантаноидами. Метаморфические цирконы с возрастом ~3.0 млрд. лет унаследуют изотопный состав Hf от магматических, и все они имеют модельный возраст 3.4-3.5 млрд. лет, что согласуется с $T_{Nd}(DM)$ породы (3.5 млрд. лет). Реликты палеоархейских кислых гранулитов с возрастом магматических цирконов ~3.4 млрд. лет выявлены и в Китайском блоке, но их метаморфизм произошел в неархее (2.66 млрд. лет) [3]. Большинство протолитов метаматических пород Иркутного блока было сформировано в неархее. Магматические ядра циркона из трех проб кислых и основных гранулитов имеют возраст 2.66-2.7 млрд. лет [5, 6], что близко к возрасту циркона (2.65 млрд. лет) из метагаббро [7]. По каймам и метаморфогенным зернам циркона с конволютной зональностью из гранулитов определено время неархейского высокотемпературного метаморфизма: 2.54-2.57 млрд. лет [6], что коррелирует с возрастом гранитоидов 2.54-2.56 млрд. лет [7, 6]. Близкий возрастной интервал метаморфизма и гранитоидного магматизма установлен и для Китайского блока (2.66-2.53 млрд. лет) [3, 8]. Магматические цирконы из основных и кислых гранулитов характеризуются варьирующими величинами ϵ_{Hf} : от +7 до +2 и от +2.6 до -0.8, соответственно [6], следовательно, формирование протолитов мафических гранулитов было связано с плавлением деплетированного мантийного источника, а кислых – при участии древнего корового материала. Метаморфогенные цирконы из гранулитов отличаются от магматических ядер по распределению РЗЭ (обеднены тяжелыми, или обогащены легкими РЗЭ, или испытывают перераспределение РЗЭ между зонами при конволютной зональности), но унаследуют их изотопный состав Hf от магматических цирконов. Модельный Hf возраст цирконов из кислых гранулитов, составляющий 3.0-3.2 млрд. лет, не отражает времени корообразующего события, а скорее свидетельствует о смешении расплавов из палеоархейской коры и ювенильного неархейского материала, что согласуется с широким диапазоном величин ϵ_{Nd} (от +1.2 до -4.8) и $T_{Nd}(DM)$ (2.9-3.3 млрд. лет) этих пород. Следовательно, распространение палеоархейской коры, представленной единичными реликтами на современном эрозионном срезе, по изотопным Lu-Hf и Sm-Nd данным трассируется в основании Иркутного блока.

Таким образом, использование рассмотренного комплекса изотопно-геохронологических и геохимических методов изучения циркона из

раннедокембрийских пород различной степени метаморфизма (от амфиболитовой до гранулитовой фации) позволило расшифровать историю формирования континентальной коры юго-западной части Сибирского кратона на палео- и неоархейском этапах. Установлено, что наиболее ранние корообразующие события для всех блоков Шарыжалгайского выступа относятся к рубежу 3.5-3.6 млрд. лет. Палеоархейский этап характеризуется проявлением нескольких импульсов кислого магматизма (3.4, 3.3 и 3.25 млрд. лет), приведших как к росту континентальной коры, так и сопровождавшихся рециклингом более древнего (3.5-3.6 млрд. лет) корового материала. Палеоархейские породы гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоков испытали разновозрастный метаморфизм ~3.2 и 3.0 млрд. лет, соответственно. В результате неоархейского (2.66-2.7 млрд. лет) основного и кислого магматизма были сформированы магматические протолиты гранулитов Иркутного блока. На этом этапе происходил как рост коры за счет плавления деплетированной мантии, так и переработка ранее сформированного континентального материала в результате внутрикорового плавления. Неоархейский этап завершился высокотемпературным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом на рубеже 2.54-2.57 млрд. лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-000382 и 12-05-00557) и контракта РОСНЕДРА № АЛ-02-06/35.

Литература

1. Бибикова Е.В. и др. // Геохимия. 2006. №3. С. 347-352.
2. Туркина О.М. и др. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21-37.
3. Poller U. et al. // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353-368.
4. Туркина О.М. и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 122-137.
5. Туркина О.М. и др. // Докл. РАН. 2009. Т. 429. №4. С. 527-533.
6. Turkina O.M. et al. // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 801-817.
7. Сальникова Е.Б. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3-19.
8. Гладкочуб Д.П. и др. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139-1150.

Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Собского массива (Полярный Урал)

**Удоратина О.В.¹, Кузнецов Н.Б.², Андреичев В.Л.¹,
Посохов В.Ф.³**

¹ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru, andreichev@geo.komisc.ru; ²ГИН РАН, Москва, kouznicbor@mail.ru; ³ГИН СО РАН, Улан-Удэ, vitaf1@yandex.ru

Собский гранитоидный массив расположен непосредственно к востоку от крупнейших на Урале Войкаро-Сынинского и Райизского гипербазитовых массивов и трактуется обычно как элемент строения Малоуральского вулканогенно-осадочного пояса, сложенного среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, а также разновозрастными и комплементарными им гранитоидами различных структурно-вещественных типов. Гранитоиды образуют северо-западный фланг Малоуральского пояса и слагают практически непрерывную полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся примерно на 250 км при ширине до 15 км. Это и есть – Собский массив.

Внутреннее строение Собского массива. Основную часть Собского массива слагают гнейсовидные и массивные кварцевые диориты и тоналиты, выделяемые как собский [Удоратина и др., 2003, 2005, 2008 и мн. др.] или как лагортинско-кокпельский [Ремизов и др., 2009 и др.] интрузивный комплекс. Значительно меньшую часть объема Собского массива слагают интрузивные и, реже, порфириовидные гипабиссальные породы умеренной и пониженной кремнеземистости, но повышенной щелочности – сиенодиориты и монцодиориты, доходящие до монцогаббродиоритов. Эта ассоциация изверженных пород пространственно приурочена к юго-восточной части Собского массива и слагает полосу, ориентированную вдоль простирания массива. В регионально-геологическом контексте эта ассоциация выделяется как конгорский интрузивный комплекс. Среди кварцевых диоритов и тоналитов собского комплекса местами распространены биотитовые гранодиориты (редкие), нормальные биотитовые двуполевошпатовые граниты и аляскиты. Этими породами сложены два небольших массива (Янаслорский и Оникшорский) и серия разноразмерных жило- и дайкоподобных тел, а также отдельные «бескорневые» обособления и «гнезда», а также изолированные мелкие жилы и дайки гранит-порфиров и пород аплитового состава. При проведении регионально-геологических и тематических исследований обычно эту ассоциацию изверженных пород выделяют как самостоятельный янаслорский интрузивный комплекс. Однако некоторые исследователи (например [Ремизов и др., 2009]) склоняются к тому, чтобы интерпретировать

биотит-двуполевошпатовые янаслорские граниты и аляскиты как поздние дериваты плагиогранитоидов собского комплекса.

Петрохимически и геохимически породы собского и янаслорского комплексов представляют собой разнотипные образования. Гранитоиды собского комплекса принадлежат к группе низкокальциевых плагиогранитоидов – к диоритам, гранодиоритам и тоналитам. Породы характеризуются содержанием SiO_2 55-59 % (здесь и далее речь идет о мас.%) и относятся к высокоглиноземистым разностям ($\text{Al}_2\text{O}_3=16-17$ %). В них отмечается высокое содержание CaO (до 8 %), а типичное содержание Na_2O близко к 3 %, при том, что содержание K_2O изменяется от 0.5 до 1.5 %. Средний состав отвечает низкокальциевому кварцевому диориту. В гранитах янаслорского комплекса SiO_2 , Al_2O_3 и CaO варьируют в пределах 72-77, 12-14 и 1-4 %, соответственно. Содержание K_2O в них обычно повышается до 5-6 % при нормальном содержании Na_2O (2-3.5 %). Петрохимический состав янаслорских гранитов вполне типичен для нормальных и лейкократовых гранитоидов нормальной щелочности (и повышенной щелочности для аляскитов).

Изотопно-геохронологические и изотопные характеристики пород собского и янаслорского комплексов.

Изотопный (Rb–Sr) возраст собского комплекса составляет 399 ± 24 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0.70387\pm 0.00006$, СКВО=0.4), а янаслорского комплекса – 385 ± 4 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0.70414\pm 0.00004$, СКВО=0.7) [Андреичев, 2004]. Возраст цирконов (SHRIMP-II) из собского гранодиорита (проба L-985) и кварцевого диорита (проба 2005) составляет 395 ± 5 и 386 ± 3 млн лет, соответственно, а из янаслорского гранита (проба II) – 383 ± 8 млн лет [Удоратина и др., 2005; 2008].

При изучении Sm-Nd изотопной системы плагиогранитоидов собского комплекса [Удоратина и др., 2003] установлены высокие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и значение $\epsilon\text{Nd} +6.1$ и $+6.4$ (на ~400 млн лет назад, т.е. на момент образования пород), что указывает на значительную роль деплетированного мантийного источника в составе субстрата, из которого выплавилась материнская магма собских плагиогранитоидов.

В самое последнее время было проведено изучение изотопного состава кислорода в цирконах из кварцевого диорита собского комплекса (проба 2005) и янаслорского гранита (проба II). Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$, составили 5.7‰ для пробы 2005 и 4.2‰ для пробы II. В целом эти значения $\delta^{18}\text{O}$ вполне типичны для пород, имеющих неконтаминированный мантийный источник.

Общие выводы. Изотопно-геохронологические данные показывают, что гранитоиды собского и янаслорского комплексов формировались в среднедевонское время (400-385 млн. лет). В составе субстрата, родительского по отношению к магмам, из которых кристаллизовались породы обоих интрузивных комплексов, существенную роль играли

меланократовые производные деплетированной мантии, на что указывает низкие значения первичного изотопного состав Sr, а также высокие значения ϵNd и низкое значение $\delta^{18}\text{O}$.

Работы проводятся в рамках совместных интеграционных проектов УрО РАН (12-С-5-1024) и СО РАН (№ 17).

Литература

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.

Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XV геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 322–324.

Удортатина О.В., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитоидный комплекс Полярного Урала: первые Sm–Nd изотопные данные // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XX Всерос. молод. конф. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 189–191.

Удортатина О.В., Кузнецов Н.Б., Матуков Д.И. Возраст гранитоидов Янаслорского массива: U–Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы V Всерос. конф. Томск: ЦНТИ, 2005. Вып. 5, Т. 1. С. 135–142.

Удортатина О.В., Кузнецов Н.Б., Ларионов А.Н., Шишкин М.А. U–Pb возраст плагиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 52–62.

Изотопно-геохимические особенности платиноносных интрузий Мончегорского рудного района (Кольский полуостров, Россия)

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А.

ГИ КНЦ РАН, Анапиты

Мончегорский рудный район приурочен к западному замыканию Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, где сосредоточены базит-ультрабазитовые и базитовые расслоенные интрузии: Мончегорский плутон, Имандровский комплекс, Мончетундровский массив, а также интрузия анортозитов Чуна-Волчих-Лосевых и Медвежьих тундр Главного хребта. Его платинометалльный потенциал определяется месторождениями, связанными с Мончеплутоном и, выявленными в последнее время,

малосульфидными платинометальными месторождениями и проявления Мончетундровского и Волчѣтундровского массивов, в которых изучено поведение РЗЭ и выполнены Sm-Nd изотопные исследования.

Для распределения РЗЭ в различных породах Мончеплутона характерно закономерное возрастание их содержаний по мере снижения основности пород. В перидотитах и пироксенитах НКТ и Сопчи оно в 1-5 раз выше хондрита. Исключение составляют перидотиты 330 горизонта Сопчи, отличающиеся наиболее низкими содержаниями РЗЭ, 0.2-1 относительно хондрита. В основных породах Ньюда и Вурѣчуайвенча наблюдается обогащенность РЗЭ, в 6-20 раз выше хондрита [Расслоенные..., 2004, Криволицкая и др., 2010]. Для всех пород Мончеплутона характерно слабое фракционирование РЗЭ, что выражается в пологом наклоне спектров ЛРЗЭ и отсутствие фракционирования ТРЗЭ, при этом, величина параметра Ce/Sm_N варьирует от 1.16 в ортопироксенитах Сопчи до 2.35 в норитах Ньюда, а значения параметра Tb/Yb_N изменяются от 0.61 в пироксенитах Сопчи до 1.10 в норитах Ньюда. Для перидотитов и пироксенитов Мончеплутона характерно отсутствие положительных аномалий Eu (исключение составляет одна проба из перидотита Дунитового блока), тогда как основные породы Ньюда и Вурѣчуайвенча выделяются положительными Eu аномалиями: слабыми в норитах, повышенными в габброноритах и плагиоклазитах. В частности, в норитах Ньюда величина Eu/Eu^* составляет 1.44, что свидетельствует о некотором вкладе в их состав кумулюсного плагиоклаза.

Распределение РЗЭ в породах Мончетундровского массива в целом весьма сходно с таковым для Мончеплутона. Для пород верхней зоны массива характерно незначительное обогащение ЛРЗЭ ($Ce/Sm_N=1.40$), практически не фракционированное распределение ТРЗЭ ($Tb/Yb_N=1.10$) и отчетливо выраженные положительные Eu аномалии ($Eu/Eu^*=2.10$), что свидетельствует о значимом вкладе фракционирования плагиоклаза в петрогенезис пород. Породы нижней зоны в районе проявления Лойпишнюн характеризуются содержаниями РЗЭ в 1-40 раз выше хондритового, слабо выраженным фракционированием ЛРЗЭ ($Ce/Sm_N=1.85$), при плоском характере распределения ТРЗЭ ($Tb/Yb_N=0.88$) и, в основном, отсутствием Eu аномалий ($Eu/Eu^*=1.09$), за исключением отдельных случаев, как положительных, так и отрицательных Eu аномалий в норитах. Поскольку породы нижней зоны являются продуктивными на платинометальное оруденение была сделана попытка оценить соотношение между РЗЭ и ЭПГ на примере проявления Лойпишнюн. Спектры РЗЭ в породах с бедным и богатым ЭПГ оруденением практически не отличимы, тогда как в безрудных норитах содержания РЗЭ, особенно ТРЗЭ, заметно выше, чем в оруденелых. Это может свидетельствовать о геохимическом «антогонизме» между содержаниями РЗЭ и ЭПГ в процессе фракционирования магмы. Распределение РЗЭ в породах Волчѣтундровского массива характеризуется

существенным фракционированием ЛРЗЭ, причем лейконориты краевой зоны более фракционированы, чем анортозиты и лейкогаббро главной зоны, отличаясь значительным истощением ТРЗЭ. В частности, величина параметра $(Ce/Sm)_N$ составляет 6.61 в лейконоритах краевой зоны, 2.91 и 4.52 в лейкогаббро и анортозитах главной зоны, соответственно. При этом, для ТРЗЭ характерно более слабое фракционирование: величина Tb/Yb_N составляет 2.58 в норитах краевой зоны, 1.26 и 1.50 в лейкогаббро и анортозитах главной зоны, соответственно. От лейкогаббро анортозиты отличаются большим накоплением ЛРЗЭ, при сходном характере распределения ТРЗЭ. Для всех пород массива типичны существенные положительные аномалии Eu, обусловленные фракционированием плагиоклаза, при этом, значение параметра $(Eu/Eu^*)_N$ варьирует от 11.44 в лейконоритах до 2.59 в лейкогаббро и 4.60 в анортозитах.

Для интрузивных пород Мончеплутона характерны, в основном, отрицательные, реже положительные значения величины ϵ_{Nd} . В частности, положительные значения установлены для ортопироксенитов г. Сопча (+1.18) и оливиновых ортопироксенитов г. Кумужья (+0.29), для остальных пород выявлены отрицательные значения ϵ_{Nd} , варьирующие в широких интервалах [Расслоенные интрузии..., 2004]. Для массива Вурэчуайвенч получены весьма низкие значения $\epsilon_{Nd} = -2.98$ [Расслоенные интрузии..., 2004], что может свидетельствовать о контаминации его родоначального расплава породами кровли магматической камеры. Пониженные значения ϵ_{Nd} установлены и для пород «критического» горизонта Ньюда: меланоноритов (-2.75) и плагиогарцбургитов (-6.06) [Расслоенные интрузии..., 2004]. Вероятно, это связано с тем, что дополнительная порция расплава, исходного для пород «критического» горизонта, была в значительной степени контаминирована коровым материалом.

В породах Мончетундровского массива значения величины ϵ_{Nd} также характеризуются существенным разбросом. При этом, если в меланократовых норитах нижней зоны величина ϵ_{Nd} составляет -1.58, то в породах верхней зоны она варьирует от +2.03 до -3.41 [Расслоенные интрузии..., 2004; Нерович и др., 2009]. В целом, для пород этих двух массивов характерно гетерогенное распределение значений ϵ_{Nd} . Вероятно, это связано с суммарным эффектом нескольких процессов, в частности, многократным поступлением в их магматические камеры нескольких порций расплавов разного изотопного состава с различной степенью контаминации расплавов коровыми породами. В породах Волчтетундровского массива величина ϵ_{Nd} имеет отрицательные значения. В лейконоритах краевой зоны она составляет -2.42 и -3.10, в лейкогаббро и анортозитах главной зоны -1.54 и -3.78, соответственно. Наиболее низкое значение параметра ϵ_{Nd} в анортозитах также может свидетельствовать о существенной контаминации их коровым материалом в кровле магматической камеры. В целом, все интрузии Мончегорского рудного района характеризуются близкими типами обогащенных мантийных

источников с отрицательными, в основном, значениями величины ϵ_{Nd} . Это дает основание рассматривать их связь с предполагаемым палеопротерозойским суперплюмом, ответственным за формирование рифтогенных зон и синхронных с ними продуктов интрузивного магматизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 10-05-00058 и 11-05-00570), а также программы МОиН (госконтракт № 16.515.11.5013).

Литература

Криволуцкая Н. А., Смолькин В. Ф., Свирская Н. М., Фаныгин А. С., Мамонтов В. П., Беляцкий Б. В. Рощина И. А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия. 2010. № 3. С. 16-44.

Нерович Л. И., Баянова Т. Б., Савченко Е. А., Серов П. А., Екимова Н. А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончегундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 2. С. 461-477.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ред. Ф. П. Митрофанов и В. Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004.

Изотопный состав природного урана

Чернышев И.В., Баранова А.Н., Голубев В.Н., Чугаев А.В.

ИГЕМ РАН, Москва

Современный интерес к изучению вариаций изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ связан с возможностью создания нового изотопного индикатора условий протекания геологических процессов и широким использованием изотопов урана в геохронометрии. До 2007г. единственным объектом, для которого был достоверно установлен природный сдвиг изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, является урановое месторождение Окло (Габон, З. Африка). Огромный дефицит изотопа ^{235}U ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ достигает величины 330) был вызван реакциями деления изотопов урана в условиях природного ядерного реактора (The Oklo Phenomenon, IAEA, Vienna, 1975; Raffinach et al., 1976; Шуколюков и др., 1976). Последовавшие за открытием «эффекта Окло» работы по измерению $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в других объектах не выявили его значимых вариаций. Так, проведенные в ИГЕМ анализы настурана и уранинита из 11 известных месторождений Евразии показали вариации величины $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в диапазоне 138.13 - 137.61 (Чернышев и др., 1974; 1976),

которые при типичной для урана аналитической погрешности метода TIMS $\pm 0.3-0.4$ % не являются значимыми.

Ключевым элементом масс-спектрометрического метода применительно к задаче изучения малых (<0.2 %) природных вариаций отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ является коррекция результатов измерений на эффект приборной масс-дискриминации изотопов урана. Решение этой задачи базируется на совместном применении многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) и метода двойного изотопного разбавления с трасером $^{236}\text{U} + ^{233}\text{U}$ (Stirling et al., 2007; Weyer et al., 2008; Vorr et al., 2009; Brennecke et al., 2010; Hiess et al., 2012). Количество образцов, проанализированных в упомянутых работах, пока невелико: морская вода (10 образцов), марганцевые конкреции (7), черные сланцы (10), джеспилиты (3), урановые руды с оксидами урана (46), цирконы (45), монацит (6), спелеотемы (5). Общий размах значений изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, выражаемый относительно стандарта в единицах δ (‰), составляет около 1.3‰. Подавляющая часть изученных объектов показывает отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ниже давно используемой в геохронологии и геохимии (Jaeger, Steiger, 1976) величины 137.88. Наибольшее различие величины $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ наблюдаются между образцами, представляющими окислительную и восстановительную обстановки минералообразования. Данные для циркона из пород различного возраста лежат в диапазоне 1‰ (137.908 – 137.772) (Hiess et al., 2012).

Для проведения систематического изучения отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в урансодержащих минералах авторами настоящего доклада на основе MC-ICP-MS разработан высокоточный метод измерения этого отношения. Были изучены основные факторы, влияющие на точность измерения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ и использованы некоторые методические приемы, апробированные нами ранее при постановке метода измерения отношения $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ (Чернышев и др., 2010).

Корректирование эффекта масс-дискриминации, который в приборах типа MC-ICP-MS для урана достигает 2%, осуществлялось по внутреннему стандарту – отношению техногенных изотопов ^{236}U и ^{233}U ($T_{1/2}=2.34 \times 10^7$ и 1.59×10^5 лет соответственно), вводимых в анализируемые растворы в качестве трасера. Калибровка опорного отношения $^{236}\text{U}/^{233}\text{U}$ проведена относительно международного стандартного образца естественного урана CRM-112A, для которого значение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ составляет 137.844 ± 0.011 (Condon et al., 2010). Величина $^{236}\text{U}/^{233}\text{U} = 1.03047 \pm 7$ ($2\text{SD} = 0.007\%$), получена как среднее по 20 анализам. Измерения проводились на приборе типа MC-ICP-MS Neptune, оснащённом 9 коллекторами и электрометрическими усилителями с динамическим диапазоном 50В. Измеренные изотопные отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ корректировались по стандартному $^{236}\text{U}/^{233}\text{U}$ с использованием экспоненциального закона фракционирования. Порог изотопической чувствительности составляет не более 3×10^{-6} (отношение

интенсивности ионного тока в области 237m/e к интенсивности $^{238}\text{U}^+$). Вклад тока рассеянных ионов пиков $^{238}\text{U}^+$ и $^{236}\text{U}^+$ в интенсивность $^{235}\text{U}^+$ на порядок меньше итоговой погрешности измерения отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. Вклад ионного тока гидроксида $^{235}\text{U}^+\text{OH}^-$ в общую интенсивность тока на 236m/e учитывался по соотношению интенсивностей ионных токов на 239 m/e ($^{238}\text{U}^+\text{OH}^-$) и 238m/e ($^{238}\text{U}^+$). В измеренные отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ вносилась поправка на примесь изотопов ^{238}U и ^{235}U в двойном трасере ($^{235}\text{U}/^{236}\text{U}=0.0000706\pm 4$ и $^{238}\text{U}/^{236}\text{U}=0.00063\pm 1$). Погрешность метода, оцененная как $\pm 2\text{SD}$ по долговременной воспроизводимости анализов 3 сверочных образцов естественного урана (рисунок), составила $\pm 0.007\%$ и аналогична достигнутой авторами цитированных выше работ.

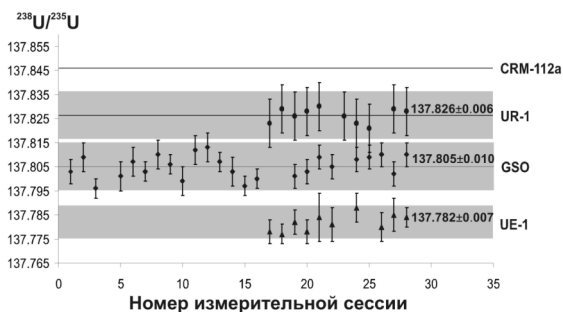


Рис. Результаты параллельных анализов отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в сверочных образцах естественного урана

Первыми объектами изучения были микропробы оксидов урана из известных гидротермальных урановых месторождений Стрельцовское (В. Забайкалье) и Ши-Крик (район оз. Атабаска, Канада), а также рудные образцы экзогенного месторождения песчаникового типа Дыбыры (Витимское нагорье). Полученные значения отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ лежат в диапазоне 137.826–137.727. Наиболее «тяжелый» изотопный состав имеет уран месторождения Дыбыры (137.826–137.793), что согласуется с закономерностью, наметившейся в результате обзорного анализа 40 концентратов урановых руд из месторождений США, Канады и некоторых других стран (Brennecke et al., 2010). Обсуждаются возможные причины наблюдаемых вариаций $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$.

Вариации отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, размах которых в свете полученных к настоящему времени данных можно оценить максимально в 0.2 %, являются существенным источником погрешностей в U-Pb-датировании главным образом для возраста $T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$: в диапазоне возраста от 10 млн лет до 4 млрд лет погрешность составляет от 4.8 до 3.0 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 12-05-01060-а.

Возраст и источники магматизма и золоторудной минерализации Дарасунского рудного поля, Восточное Забайкалье (Россия): данные Rb-Sr, K-Ar и Pb-Pb (MC-ICP-MS) методов

**Чернышев И.В., Чугаев А.В., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д.*,
Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О.,
Баирова Э.Д., Еремина А.В.**

*ИГЕМ РАН, Москва, chug@igem.ru; *ИГХ СО РАН, Иркутск,
irazor@rambler.ru*

Дарасунское рудное поле, расположенное в Восточном Забайкалье, объединяет три разномасштабных золоторудных месторождения: Дарасун (около 100 т Au), Талатуй (38 т Au) и Теремкинское (10 т Au). Рудные тела, представленные серией крутопадающих сульфидно-кварцевых жил с турмалином, локализованы среди палеозойских и мезозойских магматических пород основного и кислого состава. Согласно существующим генетическим моделям, формирование рудно-магматических систем этих месторождений связывается со становлением гранитоидных пород амуджиканского комплекса [Тимофеевский, 1972]. Наличие опубликованных противоречивых возрастных данных (от 175 до 100 млн. лет) как для гранитоидных пород, так и для рудной минерализации определили необходимость проведения детального геохронологического изучения объектов Дарасунского рудного поля [Тимофеевский, 1972; Плюснин и др., 1988; Прокофьев и др., 2000; 2006]. Другой актуальной задачей, на решение которой была нацелена настоящая работа, являлась идентификация источников рудного вещества на основании данных высокоточного изотопного анализа Pb методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Информативность и новые возможности этого метода были показаны на примере изучения ряда известных Au-Ag и полиметаллических месторождений [Чернышев и др., 2007; 2008; 2009; Чугаев и др., 2010].

Rb-Sr и K-Ar датирование было выполнено для гранитоидов амуджаканского комплекса и для метасоматических пород (березитов), пространственно ассоциирующих с рудными телами месторождения Дарасун. Rb-Sr изохроны для 7 образцов гранитоидов (породообразующие минералы+валовая проба) дали согласующиеся между собой в пределах погрешностей величины возраста. При этом рассчитанное его среднее значение составило 159.5 ± 2.0 млн. лет. Объединенная Rb-Sr изохрона по всем изученным образцам гранодиорит-порфиоров (всего 28 экспериментальных точек), отвечает возрасту 159.7 ± 0.8 млн. лет при значениях

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70579\pm 19$ и $\text{СКВО}=3.1$. К-Аг методом проанализированы три фракций биотита, выделенные из гранитоидов, и получены датировки 163 ± 4 , 163 ± 4 и 161 ± 4 млн. лет, которые хорошо согласуются как между собой, так и с вышеприведенными значениями Rb-Sr изохронного возраста для этих пород. Для установления времени развития метасоматических процессов, проявленных в пределах рудного поля, с помощью К-Аг и Rb-Sr методов были изучены 5 фракций серицита, выделенного из околорудных березитов. Получены хорошо согласующиеся между собой значения К-Аг возрастов: 161 ± 3 , 158 ± 3 , 160 ± 3 , 158 ± 3 и 161 ± 3 млн. лет. Rb-Sr датирование этих же проб серицита по объединенной Rb-Sr изохроне дало значение 159 ± 3 млн. лет, при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7061\pm 28$ и $\text{СКВО}=1.9$. Таким образом, полученные нами Rb-Sr и К-Аг датировки существенно уточняют представления о времени формирования гранитоидов амуджиканского комплекса, а также рудной минерализации, проявленной в пределах Дарасунского рудного поля, и позволяют сделать вывод о практически синхронном развитии этих процессов.

С помощью метода MC-ICP-MS изотопный состав Pb был изучен в сульфидах месторождений Дарасунское и Теремкинское, а также в полевых шпатах магматических пород амуджиканского и вмещающих рудную минерализацию крестовского комплексов. Точность ($\pm 2\text{SD}$) измерения изотопных отношений Pb составила $\pm 0.02\%$ для сульфидов и $\pm 0.03\%$ для полевых шпатов [Чернышев и др., 2007]. Результаты Pb-Pb изучения представлены на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 1). Полученные данные позволяют заключить о высокой степени однородности изотопного состава Pb в этих месторождениях: разброс значений (σ , %) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для месторождения Дарасун составляет 0.045 %, 0.019 % и 0.033 %, а для Теремкинского – 0.023 %, 0.010 % и 0.041 %. При этом средние величины соответствующих изотопных отношений Pb в сульфидах этих месторождений несколько различаются. Рудный Pb месторождения Дарасун является менее радиогенным, прежде всего по содержанию ^{206}Pb , ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}}=18.026$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}}=15.518$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}}=38.104$) по сравнению с Pb Теремкинского месторождения ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}}=18.062$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}}=15.522$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}}=38.111$). В целом эти отношения близки к таковым для Pb мантийного источника типа DMM. Наблюдаемые соотношения полей изотопного состава Pb золоторудной минерализации, а также гранитоидов амуджиканского комплекса и вмещающих палеозойских пород, скорректированные на возраст 160 млн. лет, свидетельствуют о поступлении и смешении свинца в рудообразующих системах месторождений из двух источников, различающихся своими Pb-Pb характеристиками. Источником Pb с относительно примитивным изотопным составом, вероятно, выступали материнские расплавы гранитоидов амуджиканского комплекса, тогда как свинец с более высоким содержанием радиогенных изотопов был заимствован флюидами из вмещающих палеозойских пород основного и среднего составов.

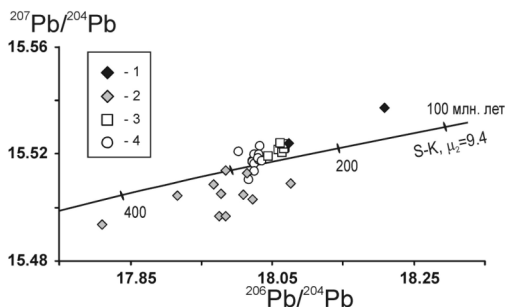


Рис.1. Изотопный состав Рb сульфидов рудных месторождений Дарасунского рудного поля и полевых шпатов магматических пород района.

1-2 – полевые шпаты вмещающих палеозойских магматических пород (1) и гранитоидов амуджиканского комплекса (2); 3-4 – сульфиды месторождений Теремкинское (3) и Дарасун (4).

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты №09-05-00870-а и №11-05-12017-офи-м-2011.

Литература:

Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. 1972.

Плюснин Г.С. и др. // В кн.: Изотопная геохимия рудных формаций. 1988. С. 193-211.

Прокофьев В.Ю. и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526-548.

Прокофьев В.Ю. и др. // ДАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 673-676.

Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155-1168.

Чернышев И.В. и др. // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 178-183.

Чернышев И.В. и др. // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550-559.

Контрастный изотопный состав Рb золоторудной минерализации на границе Байкало-Патомского и Байкало-Муйского складчатых поясов Забайкалья (Россия)

**Чугаев А.В., Чернышев И.В., Иконникова Т.А.,
Крамчанинов А.Ю.**

ИГЕМ РАН, Москва, chug@igem.ru

В представленном докладе обсуждаются первые результаты изучение вариаций изотопного состава Рb в золотоносных рудопроявлениях Уряхского

рудного поля. Рудное поле расположено на севере Байкало-Муйского складчатого пояса и в структурном плане приурочено к зоне Сюльбанского разлома, являющегося межформационным швом Делюн-Уранского и Каралон-Мамаканского тектонических блоков, выделяемых соответственно в пределах Байкало-Патомского и Байкало-Муйского складчатых поясов [Рыцк и др., 2007]. Район сложен позднепротерозойскими метаосадочными толщами патомской серии, которые распространены в восточной части рудного поля. На западе вдоль зоны Сюльбанского разлома они граничат с метавулканитами усть-келянской свиты с возрастом около 800 млн. лет [Рыцк и др., 2007]. Интрузивные образования представлены габброидами таллаинского комплекса (612±34 млн. лет, [Рыцк и др., 2001]), а также дайками палеозойского возраста долеритового и гранит-порфирового составов. Поисково-разведочными работами были выявлены три основных морфологических типа золотоносной минерализации: жильный малосульфидный золото-кварцевый, штокверковый золото-сульфидно-кварцевый в метасоматитах и прожилково-вкрапленный золото-кварц-сульфидный.

Изучение изотопного состава Pb в сульфидах из рудопроявлений было выполнено с помощью высокоточного метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Погрешность ($\pm 2SD$) измерения изотопных отношений Pb в случае анализа галенита не превышала $\pm 0.02\%$, а в случае других сульфидов, для которых применялась ионообменная хроматография, – $\pm 0.03\%$. Изученные образцы характеризуют все три типа золотоносной минерализации. Полученные Pb-Pb данные представлены на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 1). Измеренные величины изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ варьируют от 17.71 до 20.13, от 15.54 до 15.76 и от 38.26 до 39.32 соответственно, а точки изотопного состава Pb в сульфидах рудопроявлений Уряхского рудного поля определяют широкие области на Pb-Pb диаграммах.

Особенности изотопного состава Pb рудопроявлений Уряхского рудного поля могут быть объяснены в рамках модели смешения в гидротермальной системе вещества нескольких источников, различающихся по своим геохимическим характеристикам. Свинцово-изотопные данные позволяют предположить участие, как минимум, трех источника вещества. Первый из них, свинец которого преобладает в пирите из прожилково-вкрапленной минерализации, характеризуется аномальным изотопным составом Pb, повышенным значением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ отношения и пониженными величинами $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ и Th/U отношений. Эти изотопно-геохимические особенности указывают на верхнекоровый тип источника, в качестве которого, вероятней всего, можно рассматривать метаосадочные породы района, содержащие рассеянную урановую минерализацию. Два других источника близки по величинам $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ отношений (около 41) и Th/U (около 4.2) и резко

отличаются по отношению $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. В область значений предполагаемого источника с относительно низким $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ отношением ($\mu_2 < 9.6$) попадают экспериментальные точки, отвечающие сульфидам карбонат-кварцевых метасоматитов и некоторых образцов из золотоносных кварцевых жил. В поле значений изотопного состава Pb предполагаемого источника с повышенным $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ отношением ($\mu_2 > 10.4$) лежат точки отвечающие прожилково-вкрапленной и жильной минерализации, локализованных в толще метавулканитов на удалении от осевой зоны Сьюльбанского разлома. Pb-Pb изотопные характеристики этих источников позволяют отнести их к геохимическому резервуару нижнекорового типа, в качестве которого часто рассматривается рециклированное вещество океанической литосферы. Фиксируемые отличия в величинах отношения U/Pb источников вещества, по-видимому, объясняются разной степенью геохимической дифференциации в результате преобразования вещества древней океанической коры.

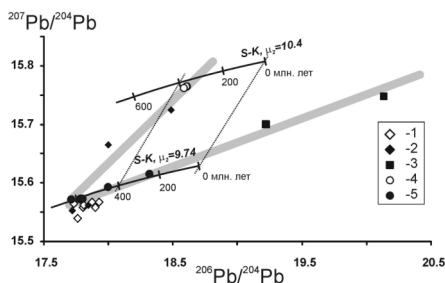


Рис. 1. Pb-Pb диаграмма для сульфидов из рудопроявлений Уряхского рудного поля (Иркутская обл.). Типы минерализации: 1 – карбонат-кварцевые метасоматиты; 2 – штокверк в березитах по метавулканитам; 3 – прожилково-вкрапленная минерализация в метаосадочных породах; 4-5 – кварцевые жилы на удалении (4) и вблизи (5) осевой зоны Сьюльбанского разлома.

Авторы благодарны Г.В. Моралеву и А.А. Вольфсону за помощь в проведении полевых работ на Уряхском рудном поле.

Работа выполнена в рамках договора № Д/ССР-11/0270 между ИГЕМ РАН и ООО «СЗРК».

Литература:

- Рыцк Е.Ю. и др. // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
 Рыцк Е.Ю. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
 Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Гетерогенность источников Pb месторождений Кличкинско-Дарасунской и Шахтаминской рудно- формационных зон Восточного Забайкалья (Россия)

**Чугаев А.В., Чернышев И.В., Киселева Г.Д.,
Коваленкер В.А., Прокофьев В.Ю.**

ИГЕМ РАН, chug@igem.ru

Восточное Забайкалье, выделяемое в составе одной из крупнейших в России Забайкальской металлогенической провинции, является примером территории, рудная минерализация которой генетически связывается с активизацией в мезозойское время тектонических и магматических процессов. Регион известен своей комплексной металлогенической специализацией (Au, Ag, U, Pb, Zn, W, Mo, Sn, REE и другие), а также присутствием здесь крупных месторождений золота (Дарасун), молибдена (Бугдаинское), полиметаллов (Ново-Широкинское), олова (Шерловогорское) и некоторых других полезных ископаемых. Несмотря на длительную историю исследования этого региона, актуальной проблемой, имеющей ключевое значение при разработке генетических моделей месторождений, попрежнему остается идентификация источников вещества, принимавших участие в минералообразующих процессах. Одним из подходов, позволяющих решать эту задачу, является изучение изотопного состава рудного Pb. Информативность этого подхода возросла в последние годы благодаря развитию и использованию высокоточного метода изотопного анализа Pb – многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Этот метод позволяет выявлять и использовать малые вариации изотопных отношений Pb при уровне точности анализа $\pm 0.02\%$ ($\pm 2SD$) [Collerson et al., 2002; Kamenov et al., 2005; Чернышев и др., 2011].

В настоящем докладе представлены результаты Pb-Pb изучения галенита нескольких месторождений Восточного Забайкалья, приуроченных к двум главным рудно-формационным зонам этого региона – Кличкинско-Дарасунской и Шахтаминской [Томсон, 1971]. Анализ изотопного состава свинца был выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН с помощью высокоточного метода MC-ICP-MS [Чернышев и др., 2007]. Среди изученных нами объектов Кличкинско-Дарасунской зоны, имеющей северо-западное простирание, присутствовали (по расположению с севера на юг) золоторудные месторождения Дарасун и Теремкинское, а также полиметаллические Акатуй и Нойон-Тологой. В свою очередь, субширотная Шахтаминская зона была представлена месторождениями (с востока на запад) Кадаиское (Pb-Zn), Ново-Широкинское (Au-Pb-Zn) и Шахтаминское

(Mo-W). Кроме того, были получены Pb-Pb данные для галенита из золото-полиметаллической жильной минерализации Бугдаинского Mo-W – порфирирового месторождения, которое расположено на пересечении этих двух зон. Результаты изучения изотопного состава Pb для этих месторождений представлены на диаграмме (рис. 1).

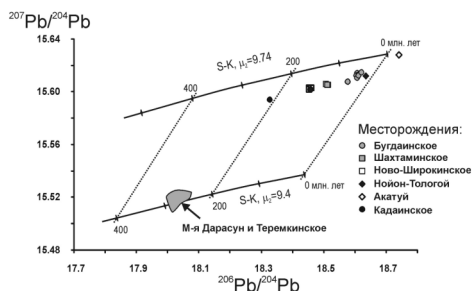


Рис. 1. Pb-Pb диаграмма для галенита из рудной минерализации месторождений Восточного Забайкалья.

Точки изотопного состава Pb месторождений Шахтаминской зоны расположены в верхней части диаграммы, образуя отчетливый тренд, субпараллельный среднекоровой эволюционной кривой модели Стейски-Краммерса ($\mu_2 = 9.74$). На этот же тренд несколько правее ложатся точки месторождений Кличкинско-Дарасунской зоны (за исключением месторождений Дарасун и Теремкинское). Галенит из золоторудных объектов Дарасун и Теремкинское по сравнению со свинцом других изученных месторождений Восточного Забайкалья характеризуются резко отличным, более примитивным изотопным составом Pb. Точки галенита из месторождений Дарасун и Теремкинское лежат в левой нижней части диаграммы на эволюционной кривой с параметром $\mu_2 = 9.4$. Наблюдаемые различия в изотопном составе Pb золоторудных объектов Дарасунского рудного поля и свинца других месторождений объясняются существенными геохимическими отличиями источников вещества, принимавших участие в рудогенезисе этих объектов. Для золоторудной минерализации Дарасунского рудного поля свинец преимущественно поступал из источника, обладающего Pb-Pb характеристиками ($\mu_2 < 9.4$; $\omega_2 > 37$; Th/U ~ 4.0) близкими к таковым для мантийного источника типа DMM. В остальных изученных месторождениях ведущая роль принадлежала источнику корового типа. Тонкие различия изотопного состава Pb между месторождениями, точки которых на диаграмме образуют единый эволюционный ряд и лежат близки среднекоровой эволюционной кривой, указывают на неоднородность источников вещества этих месторождений в отношении U/Pb. Учитывая региональные закономерности вариаций изотопного состава Pb в месторождениях Северо-Востока России [Чернышев и Шпикерман, 2001] можно заключить, что региональные черты изотопного состава Pb изученных

одновозрастных месторождений Восточного Забайкалья зависят не от их геохимической специализации, а определяются геохимическими особенностями субстрата рудовмещающих геотектонических блоков. Этот предварительный вывод требует подтверждения и проведения дальнейших более широких Pb-Pb исследований месторождений Восточного Забайкалья.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты №11-05-12017-офи-м-2011 и 10-05-00354а.

Литература:

Томсон И.Н. // . Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С. 6–13

Чернышев И.В., Шпикерман В.И. // ДАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 530–533.

Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Чернышев И.В. и др. // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 395–418.

Collerson K.D. et al. // Chem. Geol. 2002. V. 188. P. 65–83.

Kamenov G.D. et al. // Chem. Geol. 2005. V. 219. P. 131-148.

U-Pb датирование цирконов Медведевского массива: возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий Южного Урала

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Медведевский массив и одноименное крупное Ti-Fe-V месторождение входят в состав рудоносного кусинско-копанского интрузивного комплекса расслоенных габбро-гранитных интрузий, вытянутых на 70 км вдоль простирания Зюраткульского рифтогенного разлома [1 и др.].

Породы массива и связанного с ним месторождения до сих пор не имели надежных возрастных изотопных датировок.

Массив сложен, в основном, породами относительно раннего ритмично-расслоенного комплекса, состоящего из трахитоидного среднезернистого рудного меланократового и безрудного лейкократового амфиболового габбро, гигантозернистого габбро, анортозитов и редких пластовых тел пироксенитов и горнблендитов. Эти породы существенно изменены поздними наложенными постмагматическими процессами. Так же, встречаются поздние интрузивные тела неизмененных, но также рудоносных габбро-норитов. Массив (как и другие массивы комплекса) содержит крупные ксенолиты вмещающих карбонатных пород, по которым развиваются скарновые ассоциации, известные в литературе, как Шишимские

минеральные копи. Породы массива и скарны секутся в субмеридиональном направлении поздними гранитоидными дайками. Эти дайки представлены амфибол-биотитовыми разностями, варьирующими по составу от гранодиорит-порфира до лейкогранита.

Для определения нижнего и верхнего возрастных рубежей Медведевского месторождения были выделены цирконы из анортозитов ранней ритмично-расслоенной серии и из дайки гранит-порфира. Геология, а также характеристика вещественного состава пород и руд этой серии дана в ряде работ [6, 7 и др.].

Зерна циркона, выделенные из анортозита, подразделяются на 3 типа (рис. А): 1) прозрачные, красновато-серые кристаллы размером до 0.2x0.1мм, с ростовой зональностью на катодолюминесцентных снимках; 2) основная популяция, это идиоморфные, непрозрачные, желто-коричневые, более крупные кристаллы размером до 0.6x0.4мм. Люминесценция практически отсутствует, но видно слабое свечение сильно резорбированной ядерной части; 3) этот тип выделен по результатам датирования и представляет собой идиоморфный кристалл. Во всех трех типах присутствуют как призматические, так и коротко-призматические кристаллы.

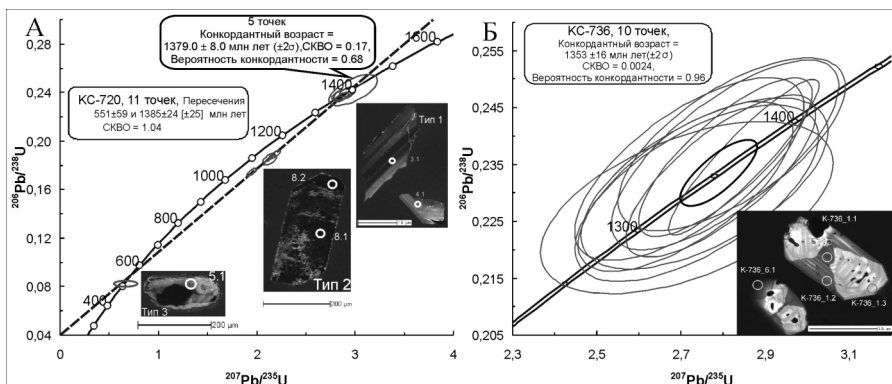


Рис. 1 Диаграмма с конкордией и катодолюминесцентные снимки цирконов из пород Медведевского массива. А - анортозиты, Б - гранит-порфиры.

Зерна циркона, выделенные из гранита, представляют собой идиоморфные прозрачные кристаллы бледно коричневого цвета с обилием округлых включений фторапатита. Длина кристаллов до 500 мкм. В катодных лучах проявляется четкая тонкоритмичная ростовая зональность и секториальность в виде песочных часов (рис. Б).

U-Pb возраст цирконов определен по стандартной методике на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦНИИ ВСЕГЕИ.

Выводы. Как было показано выше, массивы исследуемого комплекса контактируют с карбонатными толщами саткинской свиты (возраст диагенеза 1550 ± 30 млн лет [3 и др.]) и скарнируют их, а также содержат их ксенолиты. Нижняя возрастная граница формирования массивов комплекса датируется сходящимися возрастными значениями на уровне 1380–1390 млн лет. Данные по цирконам из поздней гранит-порфировой дайки Медведевского месторождения, позволяют определить время (1353 ± 16 млн лет) завершения процесса становления всего комплекса и связанных с ним разноглубинных рудно-магматических систем. Цифра верхнего возрастного рубежа важна и для реставрации общей истории тектоно-магматической эволюции и минерации всего Башкирского мегантиклинория, поскольку она фигурирует, например, на заключительном этапе развития Бердяушского плутона гранитов-рапакиви [5] и связанных с его становлением преобразованиями в отложения саткинской свиты [3].

Цирконы 2 типа, датированные возрастом 1038.6–1115.9 млн лет, вероятно, соответствуют одной из более поздних стадий региональной тектоно-метасоматической (термальной) активизации, результатом которой было появление на территории современного Башкирского мегантиклинория в составе карбонатных толщ месторождений сидеритов, флюорита, барита и полиметаллов [4 и др.].

Зафиксированный возраст 510–550 млн лет соответствует этапу активизации, который нашел отражение и в метаморфогенных новообразованиях, заместивших магнезиальные и известковые скарны Кусинского массива, возраст по перовскитам из которых составляет 440–536 млн лет [2].

Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015) и программы УрО РАН (проект 12-С-5-1022).

Литература

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
2. Гекийянц В.М. / Дис. канд. геол.-мин.наук. Москва 2000.
3. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
4. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2001. С. 42-51.
5. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 310-314.
6. Холоднов. В. В., Шагалов Е.С. Бородин Н.С. // Ежегодник-2010/ Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Вып.158. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2011. С. 182-186.

7. Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Главатских С.П. и др. // XVII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2011» посвященная 300-летию М.В. Ломоносова. Сборник статей. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2011. С. 184-189.

Геохронометрические изотопные системы с радиогенным ${}^4\text{He}$ в самородных металлах: новый, ${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ метод изотопной геохронологии

**Шуколюков Ю.А.^{1,2}, Якубович О.В.^{1,3}, Мочалов А.Г.¹,
Корнеев С.И.², Котов А.Б.¹, Сальникова Е.Б.¹,
Яковлева С.З.¹**

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ²Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых, Геологический факультет СПб ГУ, Санкт-Петербург; ³Кафедра геохимии, Геологический факультет СПб ГУ, Санкт-Петербург

Весь прежний многолетний опыт изотопной геохронологии показывает, что радиогенный ${}^4\text{He}$, накапливаемый при распаде U, Th и членов их радиоактивных семейств в минералах (силикатах, оксидах, фосфатах, тантало-ниобатах, титанатах, сульфидах и т.д.), не удерживается в кристаллической структуре этих минералов ввиду 1) первичных естественных дефектов и нарушений структуры, через которые гелий в большей или меньшей степени свободно мигрирует из минералов, и 2) вследствие разрушения кристаллической структуры и перехода ее в стеклообразное состояние (метамиктность) из-за самооблучения минералов при радиоактивном распаде. Однако кристаллические структуры *самородных металлов* обладают уникальной способностью прочно удерживать радиогенный гелий. Главная их особенность состоит в том, что в самородных металлах растворимость ${}^4\text{He}$ очень мала из-за особенностей электронных оболочек его атомов. Электронная формула атома гелия: $1s^2$. Это означает, что на самом близком к ядру $1s$ -подуровне (на $1s$ -орбитали) находится 2 электрона. Проекция их спинов в соответствии с принципом Паули направлены противоположно: $m_s = +1/2$ и $m_s = -1/2$, и как следствие эти электроны очень прочно связаны с ядром. Таким образом, нахождение атомов ${}^4\text{He}$ в электронном облаке, обусловленном металлической связью, становится энергетически крайне невыгодным. Именно это определяет особенности поведения радиогенного изотопа гелия ${}^4\text{He}$ в самородных металлах.

Наиболее прочно газ в металлах связан с *вакансионными порами*. В них ${}^4\text{He}$ собирается в гелиевые пузырьки – кластеры, которые являются ловушками для них. ${}^4\text{He}$ легко переходит в объем поры из междоузлий, но с большим трудом выходит обратно и только при высоких температурах, сопоставимых с температурой плавления. Такие газовые пузырьки размером от нескольких до 200 -300 Å распределены равномерно по всему объему кристаллической структуры металлов. О такой необычной форме нахождения радиогенного ${}^4\text{He}$ в кристаллической структуре свидетельствуют anomalно большие значения частотного множителя в уравнениях миграции ${}^4\text{He}$: до $2 \cdot 10^{21} \div 2 \cdot 10^{25} \text{ сек}^{-1}$ (при миграции *одиночных* атомов ${}^4\text{He}$ величина теоретически не может быть больше $\approx 10^{13} \text{ сек}^{-1}$). Для извлечения ${}^4\text{He}$ из газовых пузырьков-гелиевых кластеров требуется очень большая энергия активации – до 180 ккал/моль. Фактически необходимо разрушить сами пузырьки, что возможно лишь при температуре, близкой точке плавления металла. Нет оснований сомневаться, что и при термодесорбции радиогенного ${}^4\text{He}$ из Pt максимум скорости этого процесса находится вблизи точки ее плавления 1770 °С. Это делает маловероятными потери ${}^4\text{He}$ из Pt в реальных геологических условиях при обычно гораздо более низких температурах.

Поэтому перспективно использование изотопной системы ${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ в качестве нового геохронометра. Период полураспада α -радиоактивного изотопа ${}^{190}\text{Pt}$ (наиболее надежное значение $T_{1/2} = 4.69 \times 10^{11} \text{ лет}$, $\lambda_{190} = 1.477 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$) и его изотопная распространенность (0.01296%) таковы, что обеспечивают накопление достаточного для измерений количества радиогенного ${}^4\text{He}$ даже при малых возрастах вплоть до миллионов лет. У второго природного изотопа платины – ${}^{192}\text{Pt}$, также способного к α -распаду, период полураспада в 37000 раз больше, чем ${}^{190}\text{Pt}$. Относительная же распространенность только в 58 раз больше, чем ${}^{190}\text{Pt}$. Поэтому можно пренебречь накоплением ${}^4\text{He}$ в самородной платине за счет радиоактивного распада ${}^{192}\text{Pt}$. По такой же причине можно не учитывать α -распад радиогенного ${}^{186}\text{Os}$ в генерации радиогенного ${}^4\text{He}$ в платине.

В соответствии с законом радиоактивного распада концентрация радиогенного ${}^4\text{He}$ связана с концентрацией радиоактивного ${}^{190}\text{Pt}$ так:

$${}^4\text{He}_{Pt} = {}^{190}\text{Pt} \cdot \left(e^{\lambda_{190} \cdot t} - 1 \right)$$

Отсюда следует: $t = \frac{1}{\lambda_{190}} \cdot \ln \left(\frac{{}^4\text{He}_{Pt}}{{}^{190}\text{Pt}} + 1 \right)$, и поскольку

$$\frac{{}^4\text{He}_{Pt}}{{}^{190}\text{Pt}} \ll 1, \quad t = \frac{1}{\lambda_{190}} \cdot \frac{{}^4\text{He}_{Pt}}{{}^{190}\text{Pt}}. \quad \text{Таким образом, процедура изотопного}$$

датирования по ^{190}Pt - ^4He изотопной системе принципиально чрезвычайно проста. Она сводится к определению концентрации радиогенного ^4He в датируемом образце самородной Pt. Конечно, необходимо оценивать и пробность Pt, но с помощью современной техники (например, растрового электронного микроскопа JSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200) это возможно производить достаточно эффективно. Если сделать маловероятное предположение, что в Pt содержится U и Th, то при концентрации $U \leq 5 \cdot 10^{-5}$ г/г количество ураногенного ^4He пренебрежимо мало в сравнении с количеством ^4He , генерированного ^{190}Pt . Если же концентрация U все же превышает $5 \cdot 10^{-5}$ г/г, проблема датирования решается построением изохроны в системе координат:

$$\frac{\Sigma ^4\text{He}}{238 \text{ U}} - \frac{^{190} \text{ Pt}}{238 \text{ U}}$$

Тангенс угла ее наклона позволяет рассчитать возраст по ^{190}Pt - ^4He , отрезок, отсекаемый на оси ординат, – по U-Th-He изотопным системам соответственно (при условии близких соотношений Th/U в сингенетичных образцах самородной Pt).

Для экстракции, очистки от посторонних газов и масс-спектрометрического определения концентрации радиогенного ^4He использован масс-спектрометрический комплекс MSU G-01-M, разработанный по нашему техническому заданию и изготовленный фирмой ЗАО СПЕКТРОН-АНАЛИТ (Санкт-Петербург, Россия). Чувствительность масс-спектрометра $\approx 10^{-13}$ см³ ^4He на 1 импульс. Ввиду высокой температуры плавления самородной платины впервые в изотопной геохронологии разработан новый метод извлечения радиогенного ^4He из кристаллической структуры платины. В его основе лежат современные данные и представления о диаграммах состояния медно-платиновых сплавов. В сплавах состава CuPt существует двухфазная область совместного присутствия упорядоченной и неупорядоченной структур. В этой области гелиевые кластеры—пузырьки разрушаются, и происходит интенсивная термодесорбция радиогенного ^4He . Если для термодесорбции радиогенного ^4He из чистой самородной платины требуется нагрев до точки ее плавления в 1770 °С, то после добавления к исследуемому образцу нужного количества меди высокой чистоты гелий полностью выделяется при ~ 1400 °С.

В качестве объектов исследований были выбраны платиноносные массивы: габбро-пироксенит-дунитовый Гальмознанский Олоторской структурно-формационной зоны Корякии и щелочно-ультраосновной массив Кондер, расположенный в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. Для геохронологических исследований использованы минеральные агрегаты изоферроплатины из рудной позднемагматической ассоциации МПГ Гальмознанского массива, выделенные из хромитоносных перекристаллизованных крупно-гигантозернистых кристаллобластических дунитов

рудной зоны его южной части. Получен возраст 70 ± 5 млн. лет. По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода, возраст габброидов Гальмознанского массива и вмещающих его андезито-базальтов составляет 71-75 млн. лет.

Для определения возраста самородных металлов массива Кондер использована изоферроплатина магматогенно-метасоматического Pt-типа и флюидно-метаморфогенного Pt>Ir-типа, выделенные из проб соответственно титаномагнетит–биотит–амфибол–клинопироксеновых метасоматических пород и агрегатов с хромшпинелидами. Полученный возраст 112 ± 7 млн. лет. Эта датировка изоферроплатины совпадает с наиболее вероятным значением K-Ar возраста массива: 110 – 120 млн. лет. ^{190}Pt - ^4He метод перспективен для определения возраста самородной платины.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00321-а, №10-05-00030-а, 11-05-12046-офи-м-2011, № 11-05-12048-офи-м и Темплана НИР СПбГУ 3.31.590.2010.

Механизм диффузии аргона в биотите в условиях высоких температур и давлений

**Юдин Д.С.¹, Похиленко Л.Н.¹, Алифирова Т.А.¹,
Травин А.В.¹, Жимулев Е.И.¹, Коржова С.А.¹**

*¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk,
Russia, dsyudin@gmail.com*

Существует множество работ, посвященных исследованию механизмов подвижности аргона в минералах, используемых для K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (слюды, амфибол, полевой шпат) [Пушкарёв, 1977; Левский, 1987; Морозова и др., 1987; Harrison et al., 1985; Phillips and Onstott, 1988; Lee and Aldama, 1992; Hodges et al., 1994; Harrison, 2009 и др.]. В них, как правило, проводятся гидротермальные лабораторные эксперименты, эксперименты по исследованию кинетики выделения аргона из минерала в вакууме, либо исследуются природные геологические объекты, в которых рассматривается распределение концентрации радиогенного аргона на различном удалении от теплового источника. При этом, в печати практически отсутствуют работы, посвященные проблеме влияния высоких давлений на подвижность аргона в минеральной решетке. Предлагаемый в настоящей работе подход нацелен на исследование подвижности изотопов аргона в слюдах, находящихся в условиях высоких температур и давлений. Авторы предполагают, что полученные данные позволят лучше понять, что происходит с K/Ar изотопной системой минералов в условиях больших глубин (нижняя кора, мантия), в том числе, при транспортировке ксенолитов в кимберлитовом расплаве.

Нами проведены лабораторные эксперименты с использованием многопуансонных аппаратов высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС - 300). В качестве образца был использован биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 году как стандартный К/Аг образец. Биотит МСА-11, в возрастном спектре которого наблюдается четкое плато, был аттестован нами в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bejn 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение по результатам калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. В качестве буфера в эксперименте использовался периклаз.

Было проведено 6 лабораторных экспериментов: без нагрева, 40 кбар (образец 4-27-11); 1200 °С, 10 кбар, 2 часа (образец 4-47-11); 1150 °С, 10 кбар, ~1 мин (образец 4-44-11); 1200 °С, 40 кбар, 10 мин (образец 4-28-11); 1200 °С, 40 кбар, 2,5 часа (образец 4-31-11); 1200 °С, 20 кбар, 2 часа (образец 4-41-11).

Исходный образец и полученные после лабораторных экспериментов образцы были проанализированы на сканирующем микроскопе TESCAN MIRA (Чехия). Результаты свидетельствуют, в основном, о сохранности химического состава биотита. Наблюдаемые размеры пластинок биотита после эксперимента не менее 100 мкм. Количество новообразованных lamellae биотита (немного отличающимся составом, размер – менее 0.02 мм), по сравнению с общим количеством исходного биотита – мало. По образцам, полученным после лабораторных экспериментов, были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования методом ступенчатого прогрева (рис. 1). В возрастном спектре исходного стандартного образца МСА-11 выделяется устойчивое плато с возрастом 310 ± 3 млн лет. Для образца 4-28-11 получен сложный возрастной спектр в виде лестницы вверх, начинающейся со ступени возрастом 34.6 ± 0.5 млн лет в низкотемпературной части спектра и заканчивающейся ступенью с возрастом 275 ± 2.6 млн лет. В спектре образца 4-31-11 после первой ступени с высоким значением возраста наблюдается плавное уменьшение значений от 24 до 18 млн лет, при наличии в средней части спектра небольшого горба. В возрастном спектре образца 4-41-11 наблюдается плато с возрастом 3.3 ± 0.4 млн лет.

Следующим этапом работы было проведение численного моделирования поведения радиогенного аргона в биотите в условиях высоких температур и давлений. Расчеты проводились с использованием программного алгоритма конечных разностей «Diffarg», основанного на механизме объёмной термически активируемой диффузии [Wheeler, 1996]. Учёт температуры и давления, при моделировании производился на основе теоретической зависимости для объёмной термически активируемой диффузии [Lister G.S., Baldwin S.L., 1996; Baxter E.F., 2010]. В соответствии с предположением [Harrison et al., 1985; Hodges et al., 1994] об эффективном диффузионном домене слюды нами при моделировании использовался размер 100 мкм.

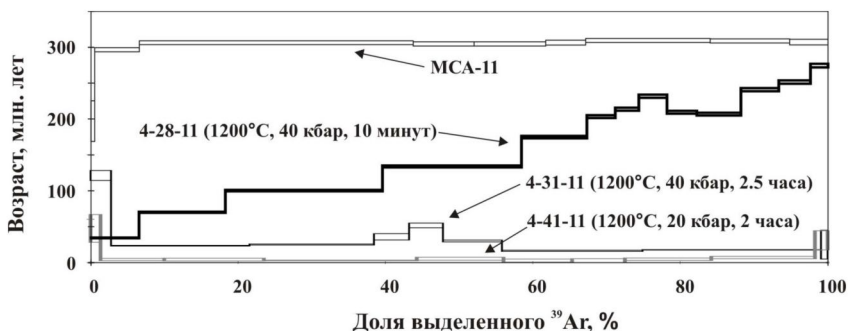


Рис. 1. Возрастные спектры, отражающие распределение аргона в зерне, стандартного образца МСА-11 и слюд подвергшихся лабораторным экспериментам.

Сопоставление модельных данных и данных эксперимента (таблица 1) позволяет сделать вывод о том, что подвижность изотопов аргона в биотите в условиях высоких температур и давлений удовлетворительно описывается с помощью механизма объёмной термически активируемой диффузии. Таким образом, полученные результаты дают основание для использования механизма объёмной термически активируемой диффузии при моделировании поведения К/Аг изотопной системы в условиях больших глубин в реальных геологических объектах.

Таблица. 1.

Образец	Интегральный возраст (эксперимент), млн лет	Интегральный возраст (модельный), млн лет	Размер дифф. домена, мкм	Параметры эксперимента и численного моделирования
4-31-11	26.2	39	100	1200 °С, 40 кбар, 150 мин
4-28-11	148.4	182	100	1200 °С, 40 кбар, 10 мин
4-41-11	5.4	1.0	100	1200 °С, 20 кбар, 120 мин
4-47-11	3.1	0.8	100	1200 °С, 10 кбар, 120 мин
4-44-11	37.1	28.3	100	1150 °С, 10 кбар, 1.5 мин

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00144, 11-05-00758) и гранта Президента России МК-3495.2012.5.

Влияние метаморфизма гранулитовой фации на изотопные характеристики стронция в плагиоклазах

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

*Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия,
bivrrnyrzb@mtu-net.ru*

Объектами для изучения послужили ультрабазит-базитовые полосчатые комплексы офиолитов северо-западной части активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка и Корякский хребет. При обобщении и анализе результатов исследований в сопоставлении с литературными материалами по этой проблеме реконструирована последовательность этапов формирования офиолитовых ассоциаций при подъеме офиолитового диапира в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. [4].

Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной габброноритовой магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов [5]. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами в полосчатом комплексе, сложены энстатитом (% 88.0 En; 10.5 Fs; 1.5 Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83.5 En; 16.0 Fs; 0.5 Wo), диопсидом (% 46.0 En; 3.0 Fs; 51.0 Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16.5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(Mg_{0.67}Fe^{2+}_{0.32})_{0.99}(Al_{1.61}Cr_{0.39})_{2.0}O_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонаст-цейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Японского желоба [1]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые (T=900 °C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T=550-700 °C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая

обманка, гроссуляр-андрадит, герцинит. Присутствие герцинита может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ($T=830-880$ °C). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с неперекрысталлизованными магматическими типами этих пород. Экранирование содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 1).

Таблица 1. Изотопный состав стронция в плагиоклазах габброноритов

Тип породы	магматический					метаморфический		
	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
Состав плагиоклазов (%An) в исследованной навеске*	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
Типы плагиоклазов, % мас:								
Негранулированные	60	10	10	10	10	95	95	95
Гранулированные	10	75	85	85	75	5	5	5
С включениями пренита	0	15	5	15	15	нет	нет	нет
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 0.00006 - 0.00010$)	0.70446	0.70511	0.70493	0.70501	0.70503	0.70400	0.70393	0.70384
Содержание Eu, г/г	He опр	0.047	0.056	He опр	He опр	0.127	0.226	0.094

*Фракция 0.1 – 0.05 мм весом 120-300 мг.

Примечание: содержание Eu – по данным [2]. Анализы изотопного состава стронция выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН.

Эти значения выше верхнего предела отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [3].

Разрушение ламелл диопсида при перекристаллизации бронзита привело к повышению роли катионов Са в плагиоклазах и Fe во вновь сформированных пироксенах. Эти тенденции могли быть усилены при контактово-реакционных взаимоотношениях с ультрабазитами.

Для перекристаллизованных габброноритов характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для неперекристаллизованных габброноритов устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента. Стоит упомянуть для этих пород о соотношении содержания европия и анортитовой молекулы в плагиоклазах. Намечающаяся зависимость может быть случайной. Сведения приводятся в порядке сбора данных (см. табл.1). В зонах локально повышенных температур ($T=700-800\text{ }^{\circ}\text{C}$) и давлений ($P>5\text{ кбар}$) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатоподобные амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнблендиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью.

Литература

Геология дна Филиппинского моря. М.:Наука, 1980. 259 с.

Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).

Шараськин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 3. С. 44-56.

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.

Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci. A. 1980. Vol. 280. P. 989-426.

Геологические, геохронологические и изотопно-геохимические параметры эволюции Южно-Хангайской горячей точки мантии

**Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А.,
Козловский А.М.**

ИГЕМ РАН, Москва

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) является одной из наиболее крупных вулканически активных территорий в пределах позднемезозойской – кайнозойской Центрально-Азиатской вулканической провинции. Она характеризуется многоэтапным развитием, в ходе которого масштабы и структурные условия проявления вулканизма существенно менялись. Долгое время это служило основанием для отнесения отдельных групп вулканических полей к разновозрастным и структурно независимым друг от друга вулканическим ареалам. Новейшие геологические исследования показали, что пространственное распределение разновозрастных вулканических комплексов подчиняется определенным закономерностям, которые согласуются с моделью направленных миграций центров вулканизма по площади области в ходе ее развития. Обоснование этих представлений потребовало проведение систематических геохронологических исследований.

Геохронологические исследования были выполнены К-Аг методом датирования в ИГЕМ РАН по специальной методике с использованием в качестве геохронометра основной массы пород, отделенной от вкрапленников. Получено более 270 датировок, которые характеризуют практически все известные в регионе вулканические поля и все возрастные уровни проявления вулканизма. В результате проведенных исследований было установлено, что этапам вулканизма, выделенным на основе геологических данных, отвечают статистически выдержанные интервалы К-Аг датировок, которые в целом отличаются от соответствующих интервалов других этапов. Выделены следующие этапы:

1 – позднеюрский - начала раннего мела (~157–135 млн. лет) – этап формирования щелочно-салической ассоциации пород (трахитов, трахириодацитов, меланефелинитов, мелалецититов и др.) с карбонатитами.

2 – начала – середины раннего мела (~135–120 млн. лет) – этап массовых базальтовых плато излияний большой мощности.

3. середины – конца раннего мела (~125–115 млн. лет) - этап формирования трахит-трахириолитовых вулканов, экструзий и субвулканических тел.

4 – конца раннего мела (~115–102 млн. лет) – этап формирования глубоких озерных котловин с подводными излияниями базальтов.

5 – начала позднего мела (102–88 млн. лет) – образование штоков, некков и лавовых концентрически зональных куполов.

6 - конца позднего мела (84–71 млн. лет) - образование рассредоточенных по площади штоков, лакколитов и небольших лавовых полей (вулканизм ареального типа).

7. палеоцен - раннеэоценовый (62–47 млн. лет) - образование ареально разрозненных базальтовых лавовых полей небольшой мощности.

8. раннеолигоценовый (44–31 млн. лет) - образование вулканических грабенов в хребтах Гобийского Тянь-Шаня.

9. позднеолигоцен-раннемиоценовый (30–22 млн. лет) - формирование Долиноозерского вулканического грабена.

10. среднемиоценовый (16–9 млн. лет) продолжение вулканической активности в Долиноозерском грабене и заложение Водораздельного грабена.

11. позднемиоценовый - плиоценовый (9–2 млн. лет) - излияния в Водораздельном грабене, заложение Тарятского грабена.

12. плейстоценовый (1,5–0.1 млн. лет) формирование долинных лавовых потоков, растекающихся в стороны от осевой части Хангайского хребта.

13. голоценовый этап - извержения вулкана Хорго.

В целом полученные данные показали, что ЮХВО является областью уникально длительного проявления вулканизма (около 160 млн. лет). Кроме того, они позволили обосновать, что в процессе ее формирования произошла последовательная миграция центров вулканизма с итоговой траекторией их перемещения протяженностью более 1600 км.

Характеристика мантийных источников вулканизма. Состав вулканических продуктов ЮХВО определяют, главным образом, высококальциевые основные породы субщелочной и щелочной петрохимических серий. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам ОІВ типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) формирование магматических расплавов ЮХВО происходило при участии трех изотопных источников, различающихся изотопным составом Sr, Nd и Pb и последовательно сменявших друг друга во времени. В раннем мелу доминировал источник, состав которого определяло взаимодействие мантии с характеристиками EM-II и PREMA. В позднем мелу и начале раннего кайнозоя доля мантии типа PREMA стала доминирующей. Начиная с конца раннего кайнозоя и в позднем кайнозое, в источнике магматизма наряду с мантией типа PREMA стала участвовать мантия типа EM-I. По набору изотопных характеристик источники современного магматизма ЮХВО имеют большое сходство с источниками магматизма островов Кергелен и Питкерн.

ЮХВО как проекция мантийного плюма. Полученные геологические, геохронологические, геофизические, геохимические и изотопные характеристики магматизма ЮХВО отвечают критериям, предъявляемым к областям, возникшим в результате активности мантийных плюмов. Эти представления согласуются с данными изучения глубинной структуры региона, полученными Ю.А. Зориным и Е.Х. Турутановым. В соответствии с ними в основании современной вулканически активной части области, совпадающей с Хангайским нагорьем, устанавливается выступ астеносферы, который поднимается к поверхности Земли до глубин менее 50 км. Анализ сейсмографических данных, выполненный В.В. Мордвиновой, показал, что этот выступ венчает узкую низкоскоростную аномалию, которая прослеживается до глубин 450–600 км и представляет корневую зону мантийного плюма.

Такими же выступами астеносферы подстилаются другие области современной вулканической активности Центральной Азии: Южно-Байкальская, Удоканская, Витимская, Станового хребта. Их сходство с ЮХВО подчеркивается близким составом пород вулканических ассоциаций, а также большой продолжительностью и многоэтапностью формирования. С учетом структурной независимости этих областей можно говорить о контроле над распределением позднемезозойского – кайнозойского вулканизма Центральной Азии со стороны группы небольших мантийных плюмов типа *hot-finger*. Эти плюмы выделяются уникальной продолжительностью воздействия на литосферу и не имеют аналогов в континентальных структурах Земли. Их активность регулировалась ветвью Тихоокеанского суперплюма, перекрытой Азиатским континентом около 170-160 млн. лет назад.

Именной указатель

Danilov R.	15		
Fernandes F.	15	Бабин Г.А.	350
Норр J.	170	Багирбекова О.Д.	47
Korinevsky	18	Баданина И.Ю.	49, 233
Maslov A.V.	18	Базылев Б.А.	217
Peres P.	15	Баирова Э.Д.	65, 364
Roberts E.	16	Бакшеев И.А.	52, 181
Ronkin Y.L.	18	Балтыбаев Ш.К.	214
Schuhmacher M.	15	Баранова А.Н.	361
Sindern S.	18	Бараш И.Г.	151
Stepanov A.I.	18	Баянова Т.Б.	55, 166, 257,
Trieloff M.	170	358	
Агафоненко С.Г.	21	Беа Ф.	281
Акинин В.В.	23, 25	Белоусова Е.А.	233, 341
Алексеев А.С.	27	Беляцкий Б.В.	52, 192, 195
Алексеев Д.В.	29	Бережная Н.Г.	120, 257,
Алифирова Т.А.	377	334, 336, 353	
Альбеков А.Ю.	31, 320	Березин А.В.	334
Андреичев В.Л.	33, 356	Берзина А.Н.	58
Андрющенко С.В.	83	Берзина А.П.	58
Анисимова И.В.	36, 161, 325	Бибикова Е.В.	60, 63, 161,
Аносова М.О.	175, 181,	247	
247, 265		Богина М.М.	148
Ануфриев Г.С.	39	Богомолов Е.С.	214, 304
Арискин А.А.	42	Бойко П.С.	31
Астафьев Б.Ю.	44	Борисенко А.С.	250
Ахунджанов Р.	329	Борисов М.В.	81
		Брандт С.С.	296
		Бубнов С.Н.	65
		Будницкий С.Ю.	67, 278
		Буйкин А.И.	170
		Бушмин С.А.	192
		Буякайте М.И.	270
		Бычков Д.А.	81
		Валуй Г.А.	187

Ван К.В.	122, 125,	Гороховский Б.М.	262
163		Готтих Р.П.	112
Ванг К.-Л.	151	Готтлиб Э.	23
Варламов Д.А.	309	Готтман И.А.	115
Васильев Ю.Р.	69	Грибоедова И.Г.	255
Васильева И.М.	72, 214, 304	Гудков А.В.	117
Веливецкая Т.А.	67	Гурьянов В.А.	120
Великославинский С.Д.	347	Гусева В.Ф.	214, 304
Верниковская А.Е.	74		
Верниковский В.А.	74	Данюшевский Л.В.	42
Ветрин В.Р.	75, 332	Демонтерова Е.И.	151
Вирюс А.А.	163	Джафарова Р.С.	47
Вишневская И.А.	78	Диденко А.Н.	120
Владимиров А.Г.	350	Дмитриева Н.В.	257
Воинова О.А.	44	Докукина Г.А.	78
Войтенко Д.Н.	91	Докукина К.А.	122, 125,
Волкова М.М.	81	163, 166	
Володичев О.И.	336	Дриль С.И.	128
Воронин Б.И.	380	Дубинина Е.О.	105
Воронцов А.А.	83, 230	Душин В.А.	131, 133
Вотьяков С.Л.	86, 88, 317	Дымович В.А.	120
Вояковский С.Л.	110		
Врублевский В.В.	91	Екимова Н.А.	136
		Елизаров Д.В.	198
Гаврилов Ю.О.	203	Еремина А.В.	105, 364
Гагиева А.М.	94, 178	Ефимов А.А.	306
Ганнибал М.	96		
Герелс Дж.	201	Жамойда А.И.	139
Гертнер И.Ф.	91	Жимулев Е.И.	377
Гимон В.О.	58	Жуланова И.Л.	94, 178
Глебовицкий В.А.	99, 102		
Голозубов В.В.	187	Зайцева Т.С.	141, 144
Голубев В.Н.	105, 107,	Зелепугин В.Н.	120
361		Зенкова С.О.	329
Гольцин Н.А.	192, 195	Зинчук Н.Н.	146
Гольцман Ю.В.	65, 364	Злобин В.Л.	148
Гонгальский Б.И.	110	Зорина Л.Д.	364
Гора М.П.	69		
Горева Н.В.	27	Иванов А.В.	151
Горохов И.М.	72, 141, 144,	Ивановская Т.А.	141
260, 262		Игнатъев А.В.	67

Иизука Йо.	151	Котлер П.Д.	350
Иконникова Т.А.	105, 366	Котляр И.Н.	178
Ильина Н.Н.	128	Котов А.Б.	180, 325,
Ипатьева И.С.	326	339, 347, 374	
Ишиватары	217	Котова М.С.	181
		Крамчанинов А.Ю.	184, 366
Калверт Э.	25	Крук Н.Н.	187
Калинин Ю.А.	250	Крупенин М.Т.	72, 189, 262
Калько И.А.	52, 181	Крупская В.В.	105
Каменский И.Л.	117, 332	Крупчатников В.И.	91
Камзолкин В.А.	341	Крылов Д.П.	347
Капитонов И.Н.	195, 353	Крымский Р.Ш.	52, 192, 195
Каримова Ф.Б.	329	Кудряшов Н.М.	198
Кармышева И.В.	350	Кудряшова Е.А.	383
Каулина Т.В.	122, 125,	Кузнецов А.Б.	72, 260, 262
153		Кузнецов Н.Б.	201, 356
Каурова О.К.	262	Кущева Ю.В.	203
Кирилюк В.П.	155		
Кирнозова Т.И.	63, 161	Лапшин С.Ю.	206
Киселева В.Ю.	78	Ларин А.М.	344
Киселева Г.Д.	369	Ларионов А.Н.	27, 58, 163,
Клаэссон С.	63	207, 209, 257, 326	
Ковалев К.Р.	250	Ларионова Ю.О.	326, 364
Коваленкер В.А.	369	Латышева И.В.	203
Ковач В.П.	36, 158, 161,	Лебедев В.А.	65, 105, 364,
180, 339, 347		383	
Козаков И.К.	36, 161, 180	Левицкий В.И.	304
Козловский А.М.	383	Левский Л.К.	211, 214,
Конилов А.Н.	122, 125,	222, 244, 304	
163, 166		Леднева Г.В.	217
Кононкова Н.Н.	217	Лепехина Е.Н.	122, 125
Константинова Г.В.	144	Лепихина Г.А.	88, 306
Коржова С.А.	167, 377	Лепихина О.П.	88, 253, 287,
Корнеев С.И.	374	306, 309, 312, 317	
Король Н.Е.	336	Леснов Ф.П.	219
Корочанцев А.В.	170	Лобанов К.В.	136
Корочанцева Е.В.	170	Лобиков А.Ф.	222
Костицын Ю.А.	42, 81, 172,	Лоренц К.А.	170
175, 181, 247, 265		Лохов Д.К.	225
Костоянов А.И.	292	Лохов К.И.	227
Косынкин А.В.	120	Лыхин Д.А.	158, 230

Лэйер П.	217	Падерин И.П.	58
Магомедов А.Ш.	238	Певзнер М.М.	268
Магомедов Ш.А.	238	Пересторонин А.Н.	120
Малич К.Н.	49, 233	Песков А.Ю.	120
Малов А.И.	236	Петровский М.Н.	198
Маслов А.В.	72, 312, 314	Писарева Н.И.	78
Мелехова Г.С.	117	Писоцкий Б.И.	112
Мельник А.Е.	334	Плоткина Ю.В.	161, 325
Мельников Н.Н.	141, 144,	Покровский Б.Г.	270
241		Полин В.Ф.	273
Меффре С.	42	Полквой А.П.	81
Миллер Э.Л.	201	Полянский О.П.	350
Митрофанов Ф.П.	55	Пономарчук Ан.В.	276
Михеев Е.И.	350	Пономарчук В.А.	276, 344,
Мокрушин А.В.	198	350	
Молошаг В.П.	317	Попеко Л.И.	339
Монтеро П.	281	Попов В.К.	278
Морозова И.М.	211, 244	Посохов В.Ф.	356
Мочалов А.Г.	374	Потапенко Ю.Я.	341
Муравьев М.В.	246	Похиленко Л.Н.	377
Мурзин В.В.	309	Прибавкин С.В.	281
Мурзинцев Н.Г.	29	Прокофьев В.Ю.	364, 369
Навозов О.В.	350	Прохаска В.	189
Нагорная Е.В.	52, 181	Пухтель И.С.	284
Назарова Д.П.	247	Пушкарев Е.В.	115, 287
Натапов Л.М.	341	Пушкарев Ю.Д.	112, 289,
Наумов Е.А.	250	292, 295	
Недосекова И.Л.	253	Рассказов С.В.	296, 299
Николаев Г.С.	42	Расулов Г.С.	238
Николаев Ю.Н.	52, 181	Рафиков Я.М.	302
Новигатский А.Н.	312	Ревяко Н.М.	175
Новиков И.А.	255	Резницкий Л.З.	151
Ножкин А.Д.	257	Ризванова Н.Г.	214, 304
Нохрина Д.А.	317	Роганов Г.В.	120
Овчинникова Г.В.	72, 260, 262	Родионов Н.В.	225
Орлов С.Ю.	201	Романюк Т.В.	201
Орлова А.В.	265	Ронкин Ю.Л.	88, 131, 133,
		189, 253, 287, 306, 309, 312,	
		314, 317	
		Русакова Т.Б.	178

Рыборак М.В.	31, 320	Степанюк Л.М.	63
Рыцк Е.Ю.	158	Стрелецкая М.В.	88, 317
Саватенков В.М.	320	Тебеньков А.М.	207
Савва Е.В.	192	Терентьева Л.Б.	36, 161
Савичев А.А.	322	Тимашков А.Н.	110
Сайдиганиев С.С.	329	Тихомиров П.Л.	273
Сальникова Е.Б.	31, 36, 158, 161, 180, 325, 326, 339, 347, 374	Тишин П.А.	91
Самсонов А.В.	326	Токарев И.В.	117
Сандиминова Г.П.	128	Толмачева Е.В.	347
Сахно В.Г.	273	Толмачева Т.Ю.	27
Севостьянов А.Ю.	332	Толстихин И.Н.	117, 332
Седова И.С.	102	Травин А.В.	83, 167, 187, 276, 344, 350, 377
Селтманн Р.	250	Туркина О.М.	353
Сергеев С.А.	192, 195, 225, 227	Турченко Т.Л.	144
Сергеева Н.А.	214, 304	Удоратина О.В.	201, 356
Сердюк Н.И.	184	Урманцева Л.Н.	353
Серов П.А.	75, 136, 358	Федосеев Г.С.	83
Сибелев О.С.	336	Федосеенко А.М.	36, 158, 325
Симакин С.Г.	163	Федотова А.А.	63, 265
Синдерн С.	314	Ферштатер Г.Б.	281
Скиба В.И.	117, 332	Филиппов А.С.	312
Скопинцев В.Г.	158	Фролова Е.В.	133
Скублов С.Г.	334	Фугзан М.М.	63, 161
Слабунов А.И.	247, 336	Хиллер В.В.	86, 163
Смирнова Ю.Н.	339	Холоднов В.В.	371
Соболева А.А.	33, 201	Хромых С.В.	350
Сокол Э.В.	167	Хунг Ц.-Х.	151
Соколов С.Д.	217	Чащин В.В.	358
Солошенко Н.Г.	88, 253, 306	Чебыкин Е.П.	299
Сомин М.Л.	341	Чернышев И.В.	105, 107, 184, 361, 364, 366, 369
Сорокин А.А.	276, 339, 344	Чувашова И.С.	296
Сорокин А.П.	344	Чугаев А.В.	184, 361, 364, 366, 369
Спиридонов А.М.	128	Чуканова В.С.	128
Старченко С.В.	295		
Степанов В.А.	175		
Степанова А.В.	326		

Чунг С.-Л.	151	Юдин Д.С.	167, 350,
Чупалаев Ч.М.	238	377	
Шагалов Е.С.	371	Юркова Р.М.	380
Шанина С.Н.	309	Яковлева С.З.	36, 158, 161,
Шевченко В.П.	312	180, 325, 374	
Шевченко Н.В.	312	Якубович О.В.	374
Шуколюков Ю.А.	374	Ярмолюк В.В.	383
Шумлянский Л.В.	63		
Щапова Ю.В.	86		