

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА
(ИГХ СО РАН)
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 550.42:546.027
Рег. № НИОКТР АААА-А17-
117061610019-3

УТВЕРЖДАЮ
Директор ИГХ СО РАН,
д.г.-м.н.
А.Б. Перепелов
«14» января 2020 г.



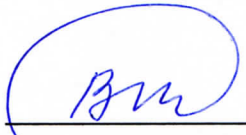
ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ
Процессы мантийно-корового взаимодействия и изотопно-геохимические
индикаторы рециклирования элементов
по теме:
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА МАНТИЙНО-
КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВКАХ
(промежуточный)

Приоритетное направление IX.129. Закономерности формирования минерального, химического и изотопного состава Земли. Космохимия планет и других тел Солнечной системы. Возникновение и эволюция биосферы Земли, биогеохимические циклы и геохимическая роль организмов.

Шифр программы: XI.129.1.

Шифр темы: 0350-2019-0006


Руководитель проекта
чл.-к. РАН


В.С. Шацкий
подпись, дата
14.01.2020.

Иркутск 2020

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Научный руководитель темы,
академик РАН


подпись, дата
14.01.2020

В.С. Шацкий


Ответственные исполнители темы:

академик РАН


подпись, дата 14.01.2020.

В.С. Шацкий (раздел 1)

кандидат геолого-минералогических
наук


подпись, дата
14.01.2020

С.И. Дриль (раздел 2)

РЕФЕРАТ

Отчет включает 36 стр., 18 илл., 27 ист., приложений 3.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ, ЭКЛОГИТЫ, МАГМАТИЗМ, ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ

Проведенные изотопно-геохронологические и геохимические исследования цирконов для массивных и симплектитовых типов эклогитов Северо-Муйского блока показали сходные возрасты метаморфического события 630.8 ± 8.5 , 631.8 ± 6.2 и 629.5 ± 7.4 млн. лет, что отвечает эдиакарию. Совпадение U-Pb изотопных возрастов метаморфогенных цирконов из структурно различных групп эклогитов указывает на единый этап континентальной субдукции пород Северо-Муйского блока. Обоснован схожий раннепротерозойский возраст источников сноса для двух сегментов Муйского блока, которые, однако, имели более ювенильные (непротерозой-поздне-мезопротерозойские) характеристики для Северо-Муйского блока и более древние (средне-поздне-мезопротерозойские и палеопротерозойские) – для Южно-Муйского блока. Тем не менее, для обоих сегментов установлен ограниченный вклад раннедокембрийского (палеопротерозой-архейского) источника. Характерный разброс изотопных модельных величин для непротерозойских цирконов свойственен для магматических комплексов континентальных дуг, что согласуется с неоднократно предположенной островодужной природой образований Байкало-Муйского пояса. Полиметаморфическое преобразование пород обоих сегментов, сформированных в обстановке задугового/преддугевого бассейна или аккреционной призмы, происходило в два высокоградных этапа, последний из которых связан с закрытием Палеоазиатского океана и становлением северо-восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса в позднем неопротерозое.

Получены новые геохронологические данные, свидетельствующие о том, что в рамках традиционного выделяемого палеозойского олекминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья присутствует значительный объем гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой самостоятельный магматический эпизод в становлении Монголо-Охотского орогенного пояса в тектонических условиях растяжения вдоль северной границы сутурной зоны. Эти гранитоиды должны быть выделены в самостоятельный интрузивный комплекс. Индивидуальность этого магматического комплекса подтверждается Sm-Nd изотопными данными, указывающими на менее радиогенный источник по сравнению с коллизионными гранитоидами Монголо-Охотского орогенного пояса.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	6
Основная часть.....	8
Раздел 1. Определение возраста высокobarических пород из палеозон субдукции Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	8
1.1 U-Pb и Ar-Ar геохронология эцлогитов Северо-Муйского блока (Северное Забайкалье).....	8
1.2 U-Pb геохронология и Lu-Hf изотопная систематика высокоградных метаосадочных пород и метакриптоидов Северо-Муйского и Южно-Муйского блоков (Северное Забайкалье).....	10
Раздел 2. Определение изотопного возраста (U-Pb) и Sm-Nd изотопных характеристик позднепалеозойских гранитоидов Монголо-Охотского орогенного пояса.....	24
Заключение.....	30
Список использованных источников.....	32
Приложение А Количество статей, опубликованных по тематике проекта в течение 2019 г. в соответствии с государственным заданием.....	34
Приложение Б Перечень статей, опубликованных по тематике проекта в 2019 г. в соответствии с государственным заданием.....	35
Приложение В Копия заданий для выполнения фундаментальных научных исследований по теме (проекту) в 2019 г.....	36

ВВЕДЕНИЕ

Современная концепция глубинной геодинамики Земли подразумевает обмен веществом между внутренними и внешними оболочками планеты. По стилю геодинамических процессов могут быть выделены тектоносфера (кора и верхняя мантия), где доминируют плитотектонические движения, а также нижняя мантия - область проявления тектоники плюмов. Важнейшее значение в тектонике плит придается погружению холодных литосферных пластин в зонах субдукции. Это является следствием существования Земли в холодном космическом пространстве. Первоначально субдуцируемая литосфера погружается до границы между верхней и нижней мантией, на глубины около 670 км, и находится здесь в состоянии стагнации от 100 до 400 млн лет. Затем наступает катастрофический гравитационный коллапс и происходит погружение субдуцированных пластин до границы внешнего ядра. Этому способствует эндотермический характер фазового перехода на глубине в 670 км. Взаимодействие холодных реликтов литосферы с внешним ядром порождает возникновение восходящего течения на границе «ядро-мантия» и зарождение гигантского восходящего суперплюма, постепенно достигающего границы между нижней и верхней мантией, где он также испытывает некоторую задержку, а затем «прорывается» вверх. Эпизоды рециклирования вещества определяют природу и этапность формирования роста континентальной коры. Эти процессы уверенно документируются геохронологическими и изотопно-геохимическими методами, важнейшими из которых являются U-Pb метод датирования цирконов и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов и осадочных пород.

Согласно плану работ в 2019 году с целью выявления изотопно-геохимических свидетельств мантийно-корового взаимодействия в различных геодинамических обстановках и определения масштабов этого процесса был проведен следующий комплекс исследований. Проведены геохронологические исследования высокobarических пород из палеозон субдукции Центрально-Азиатского складчатого пояса U-Pb методом по циркону, что позволило определить возраст континентальной субдукции Северо-Муйского и Южно-Муйского блоков под окраину Сибирского кратона. Кроме того, выполнены геохронологические U-Pb (LA-ICP-MS по цирконам) и изотопно-геохимические Sm-Nd исследования палеозойских палингенных гранитоидов олекминского комплекса Восточного Забайкалья, формирующих протяженный пояс крупных массивов и батолитов вдоль северо-западного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса, фиксирующих масштабный эпизод эндогенной активности (субдукции), связанный с замыканием Монголо-Охотского палеоокеанического пространства.

Исследования микроэлементного состава пород осуществлялись в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН с использованием масс-спектрометров ICP-MS ELEMENT-2 и ICP-MS NEXION 300D ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Анализ изотопного состава неодима, стронция и свинца пород выполнен в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NEPTUNE Plus ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

1 Определение возраста высокобарических пород из палеозон субдукции Центрально-Азиатского складчатого пояса

1.1 U-Pb и Ar-Ar геохронология эцлогитов Северо-Муйского блока (Северное Забайкалье)

В 2019 году проведены изотопно-геохронологические и геохимические исследования цирконов эцлогитов Северо-Муйского блока. В образце Му-93-53 зерна с текстурными и геохимическими характеристиками метаморфогенного циркона (гомогенное или секториальное строение, проиллюстрированное на рисунке 1; плоское распределение средних-тяжелых РЗЭ и отсутствие Eu/Eu^* аномалий, как видно на рисунке 2) получен возраст по конкордии 630.8 ± 8.5 млн. лет (рисунок 2). Более мелкие (<150 мкм) цирконы из эцлогита Му-93-93 имеют сложное, неоднородное внутреннее строение, характеризующееся присутствием вероятно первично-магматических доменов с осцилляторной и секториальной зональностью наряду с ареалам перекристаллизации, наблюдаемых как в виде периферийных зон с ярким свечением КЛ, так с локальных зон аналогичного строения во внутренних частях цирконов. Цирконы содержат минеральные включения эпидота/алланита (до 4.5 вес. % Ca_2O_3 и 2.2 вес. % La_2O_3 на 100%), титанита, высокотитанистых амфибола и флогопита, рутила, кварца и железистых клинопироксена (до 6.8% Na_2O) и граната, при этом минеральные фазы из эцлогитовой ассоциации (клинопироксен + гранат + рутил + кварц) тяготеют к зонам перекристаллизации. Типичные для эцлогитовых цирконов спектры РЗЭ получены только единичных случаях для зон перекристаллизации достаточного размера, тогда как аналогичные спектры распределения для реликтовых доменов характеризуются более крутым положительным наклоном от средних к тяжелым РЗЭ. Возраст цирконов из данного образца установлен в диапазоне $^{206}Pb-^{238}U$ 655-618 млн. лет, что могло быть обусловлено (а) смещением двух соседних генетических различных зон при абляции или (б) процессов последовательного переуравновешивания U-Pb системы при рекристаллизации. Тем не менее, возраст зерен с наиболее конкордантными возрастными оценками ($N=10$) оценивается как 631.8 ± 6.2 млн. лет. Крайне ограниченное число цирконов, выделенных из образца симплектитового эцлогита Му-12-10, имеют высокую степень неоднородности с присутствием внутренних доменов секториального строения, что предполагает их метаморфогенную природу, и зонами различной степени перекристаллизации с включениями кварца, вероятно связанными с активностью флюида на стадии эксгумации и

регрессивного преобразования эклогитов. Метаморфогенная природа цирконов согласуется с единообразным «эклогитовым» распределением РЗЭ. Возраст изученных зерен по конкордии оценен в 629.5 ± 7.4 млн. лет при большем СКВО в сравнении с остальными образцами, наиболее вероятно ввиду влияния более поздней рекристаллизации, что согласуется с заметно более высоким содержанием легких РЗЭ.

Геохимическими исследованиями было показано, что состав протолита эклогитов Северо-Муйского блока довольно вариативна, но в большинстве случаев соответствует базитам континентальных дуг и континентальных базитов (Skuzovtov et al., 2019), как в случае образцов эклогитов Му-93-53 и Му-12-10, в редких случаях – имеет более экзотическую природу, как в случае эклогита Му-93-93, «ультраобогащенного» РЗЭ. Аналогичный возраст, установленный для трех структурно и геохимически различных эклогитов, схожий с ранее полученной оценкой по минеральным изохронам (Шацкий и др., 2012), указывает на единый этап континентальной субдукции геохимически различных пород Северо-Муйского блока. Стоит отметить, однако, что характер процессов, зафиксированных в U-Pb систематике цирконов трех образцов мог быть различным. Морфология и структура реликтовых доменов циркона в образце Му-93-93 указывает на его наиболее вероятное первично-магматическое происхождение, однако в очень специфическом субстрате, исходно богатом Zr, легкими РЗЭ, FeO и TiO₂. Данный факт согласуется с составом минеральных включений в самих цирконах. Процесс метаморфизма в условиях эклогитовой фации привел в данном случае лишь к частичной перекристаллизации циркона, которая, однако, привела к мобилизации U-Pb системы, отчетливо зафиксированной в спектре полученных возрастов. Схожая призматическая морфология цирконов из эклогита Му-93-53, умеренно обогащенного Zr, подразумевает первично-магматическую природу цирконов из данного образца, подвергшихся более глубокой перекристаллизации путем растворения-переотложения. Цирконы из симплектитового эклогита Му-12-10 имеют метаморфогенное происхождение, что могло быть связано с растворением магматических Zr-фаз и кристаллизацией непосредственно в условиях эклогитовой фации, таким образом указывая на потенциальную мобильность Zr во флюиде.

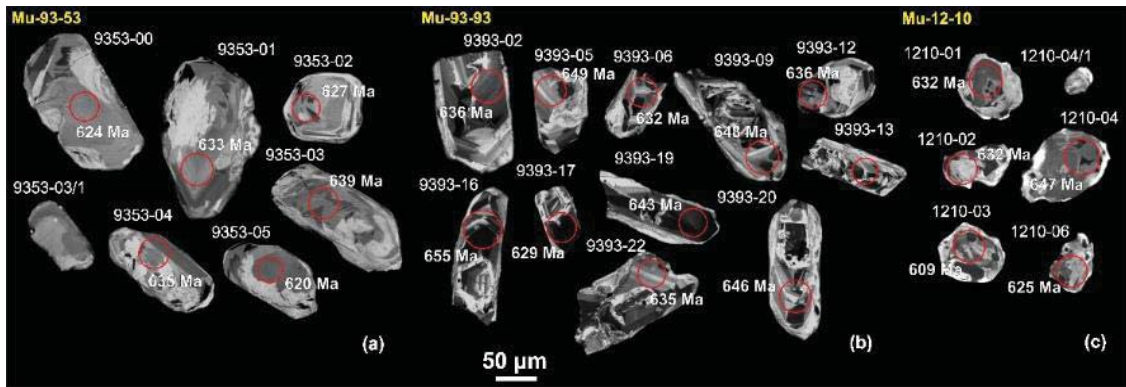


Рисунок 1 – Катодоллюминесцентные топограммы цирконов, извлеченных из трех образцов эклогитов Северо-Муйского комплекса

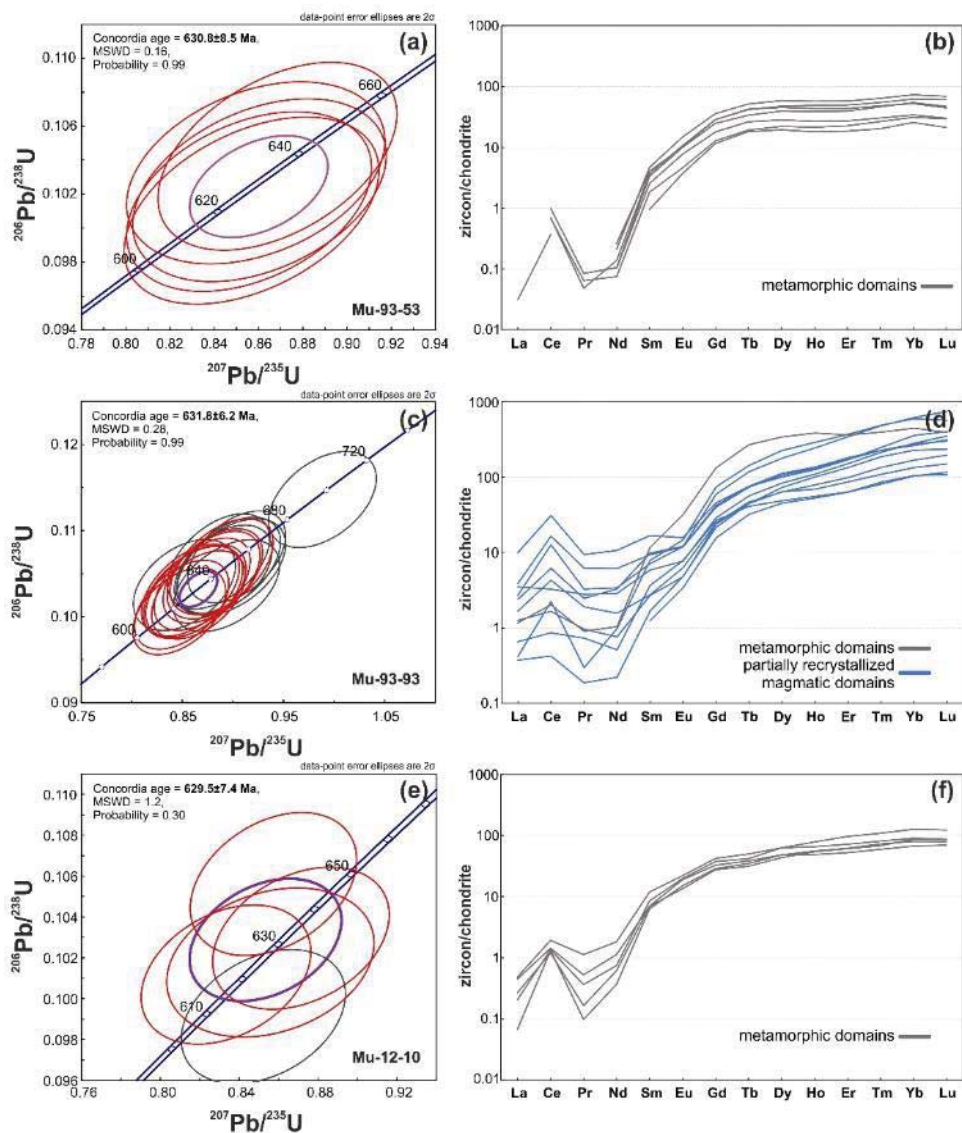


Рисунок 2 – U-Pb диаграммы с конкордией (а, с, е) и спектры распределения РЗЭ (b, d, f) для исследованных цирконов из эклогитов Северо-Муйского комплекса

Для ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологии были выбраны образец эклогита с порфиробластовым амфиболом (катафорит/тарамит) (Му-93-71) и карбонатсодержащий эклогит (Му-12-12), состав амфибола в матриксе которого соответствует паргасит-эдениту до Mg-роговой обманки. Несмотря на низкий уровень содержания K_2O (в пределах 0.5% для Му-93-71, 1.4% для Му-12-12), для обоих образцов получены оценки по возрастным плато (636.5 ± 6 и 649.7 ± 5.9 млн. лет), однако завышенные относительно возраста высокобарического метаморфизма (630 млн. лет) (рисунок 3). В случае эклогита Му-93-71 возрастная оценка в пределах ошибки аналогична данному возрасту, а устойчивость богатых Na_2O амфиболов (катафорит-тарамит-барруазит) может свидетельствовать об эпизоде регидратации эклогитов непосредственно после пикового метаморфизма и в условиях, близких к пиковым. Данная гипотеза, однако, не может распространяться на эклогит *Mu-12-12* ввиду явно ретроградного характера и состава амфибола, и может быть обусловлен (а) присутствием избыточного аргона, к примеру, захваченного в составе флюидных включений, или (б) специфической эволюцией указанного карбонатсодержащего эклогита, отличной от эволюции других пород.

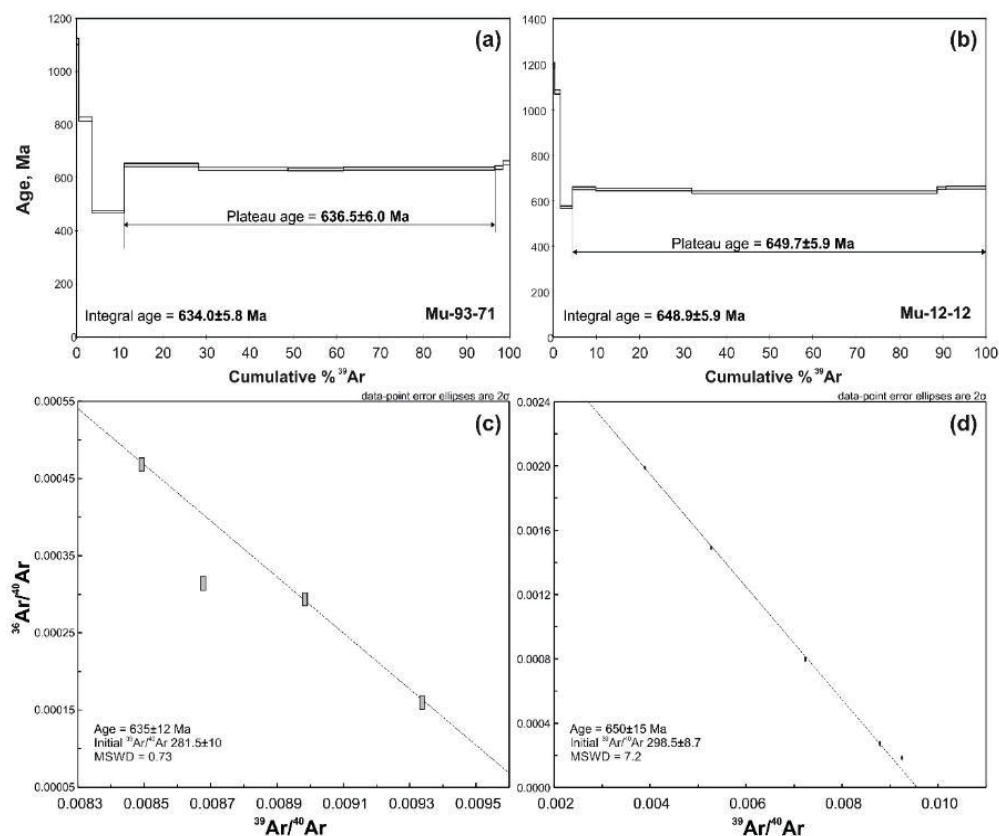


Рисунок 3 – ^{40}Ar - ^{39}Ar плато-диаграммы (а, с) и обратные изохроны (b, d) для амфиболов из двух образцов эклогитов Северо-Муйского комплекса

1.2 U-Pb геохронология и Lu-Hf изотопная систематика высокоградных метаосадочных пород и метагранитоидов Северо-Муйского и Южно-Муйского блоков (Северное Забайкалье)

Предыдущими исследованиями было показано, что цирконы из двух образцов метагранитоидов в пределах Северо-Муйского блока довольно однородны структурно и имеют близкие геохронологические характеристики со средним возрастом 764 ± 5 и 763 ± 14 млн. лет. Метаморфогенная рекристаллизация зерен выражается в гомогенизации структур и формировании тонких кайм обрастания со светлой окраской в режиме катодлюминесценции, а также потерей свинца, что выражено в экскурсах фигуративных точек вдоль конкордии вплоть до 620 млн. лет (Shatsky et al., 2015). В рамках той же работы было показано, что для метапелита преобладающую популяцию составляют магматические цирконы с возрастом 941–793 млн. лет и типично магматическими отношениями Th/U, тогда как в подчиненном количестве наблюдаются цирконы палеопротерозойско-архейского возраста (3240–1880 млн. лет) с высокой степенью конкордантности (Shatsky et al., 2015). В рамках выполнения работ по проекту нами было проведено детальное геохронологическое (U-Pb), изотопное (Lu-Hf) и редкоэлементное исследование цирконов из двух метаосадочных пород (гранатсодержащий метапелит Му-93-45, безгранатовый метапелит Му-93-43) и одного метагранитоида (Му-93-75), ассоциирующих с эклогитами Северо-Муйского блока.

Проведенные исследования показали, что короткопризматические цирконы из метагранитоида Му-93-75 сохраняют осцилляторную зональность, типичную для магматических цирконов, и лишь в ряде случаев демонстрируют тонкие внешние каймы перекристаллизации с ярким катодлюминесцентным свечением. В случае наличия таковых зональность оболочек зерен может быть утолщенной и частично криволинейной, в ряде случаев сопровождается областями перекристаллизации и в ядерной части. Цирконы в основном сохраняют оригинальное состояние как U-Pb изотопной системы с возрастом кристаллизации протолита по пересечению с конкордией 799 ± 4 млн. лет (рисунок 4), так и характера распределения РЗЭ, типичного для цирконов из кислых пород (Hoskin, Ireland, 2000), с низким $(LREE/HREE)_N$, четким Eu-минимумом ($Eu^* 0.06-0.93$) и Ce-максимумом ($Ce^* 3.5-80.1$) (рисунок 4).

Существенно более значимые вариации указанных параметров характерны для цирконов из безгранатового сланца Му-93-43, представленных длиннопризматическими зернами с темным свечением в режиме катодлюминесценции, и в редких случаях имеющих внешние каймы рекристаллизации/обрастания. Исходная осцилляторная зональность в цирконах сохранена частично, в виде внутренних доменов или отдельных зон роста, тогда

как в большинстве случаев зональность криволинейна, с присутствием явных фронтов рекристаллизации. Возрастные характеристики реликтовых магматических доменов находятся в пределах 846–758 млн. лет, что близко ранее полученным данным для метапелита (Shatsky et al., 2015). При этом часть зерен демонстрирует повышенную дискордантность, вплоть до полной потери свинца (рисунок 4). Не смотря на мобильное поведение U-Pb системы, геохимические характеристики цирконов остаются практически неизменными и консистентными типично магматической природе циркона этих зерен (высокое отношение тяжелых/легких РЗЭ, Eu^* 0.12-0.41, Ce^* 1.8-14.9) (рисунок 4).

Наиболее контрастным является поведение изотопно-геохимических характеристик в цирконах из гранатсодержащего сланца Му-93-45, представленных в основном короткопризматическими зернами. В большинстве зерен исходная магматическая зональность сохранена лишь в виде небольших по объему доменов (не более 30% от объема), тогда как остальная часть либо имеет нерегулярную криволинейную зональность, либо в различной степени гомогенизирована, с систематическим присутствием зон рекристаллизации с яркой окраской в режиме катодлюминесценции. Анализ возрастных характеристик показал, что в пределах реликтовых ядер U-Pb система практически не была модифицирована (рисунок 4) (диапазон конкордантных ^{238}Pb - ^{206}U возрастов 856–776 млн. лет, близки установленным ранее) (Shatsky et al., 2015), тогда как дополнительный анализ редкоэлементного состава в тех же доменах был затруднен в виду малого размера. Вместе с тем, редкоэлементные характеристики доменов с криволинейной зональностью и гомогенным строением варьируют от схожих с первично-магматическими до разностей с полностью отсутствующими Ce- и Eu аномалиями и относительно повышенным содержанием легких РЗЭ (рисунок 4). Единичные доступные анализы зон рекристаллизации с яркой окраской в режиме катодлюминесценции выявили низкие содержания легких РЗЭ при отсутствии Eu-минимума и пологом распределении тяжелых РЗЭ, что характерно для метаморфических цирконов, растущих в парагенезисе с гранатом (Rubatto, Hermann, 2003). Перекристаллизации сопутствовал интенсивный захват минеральных включений, среди которых обнаружены кварц, альбит, титанит, K- и K-Na-слюды изменчивого состава, эпидот и апатит. Возраст по пересечению с конкордией, полученных для семи наиболее конкордантных оценок, составил 639 ± 6 млн. лет, тогда как с привлечением ряда других зерен с частично нарушенной Pb-U системой по 16 зернам получен средневзвешенный возраст 629 ± 6 млн. лет, что аналогично предполагаемому возрасту эклогитового метаморфизма (Шацкий и др., 2012).

Изотопный состав Hf в цирконах не был изменен в процессе метаморфического преобразования и изменения U-Pb системы цирконов. Для трех метагранитоидов,

исследованных ранее (Shatsky et al., 2015) и в рамках данной работы, характерные преимущественно умеренно положительные ϵHf_T (-0.7...+7.5, +1.0...+4.5 и +3.7...+5.9), указывающие на: 1) существенную роль плавления коры с ювенильными характеристиками в петрогенезисе протолитов гранитоидов, и 2) «смешанный» мезопротерозойский модельный возраст (1.52–1.13 млрд. лет), который свидетельствует о довольно изменчивом вкладе древнекорового субстрата. Более значительные вариации характерны для метаосадочных пород, в которых неопротерозойские цирконы демонстрируют диапазон ϵHf_T -7.6...+9.8 и модельный возраст 0.82–1.96 млрд. лет. В случае слюдистого сланца Му-93-43, исследованного в рамках данной работы, вариации первичного состава Hf (рисунок 5) могут быть частично обусловлены перекристаллизацией, и при пересчете на предполагаемый исходный возраст (~750-850 млн. лет) диапазон модельных величин ϵHf_T и модельного возраста существенно ограничивается. Стоит отметить, что в сравнении с существенным преобладанием в двух образцах цирконов с ювенильными изотопными метками, изученных ранее (Shatsky et al., 2015), изотопный состав Hf в цирконах из слюдистого сланца Му-93-43 характеризуется заметно более существенным вкладом нерадиогенного (древнекорового) компонента (рисунок 5).

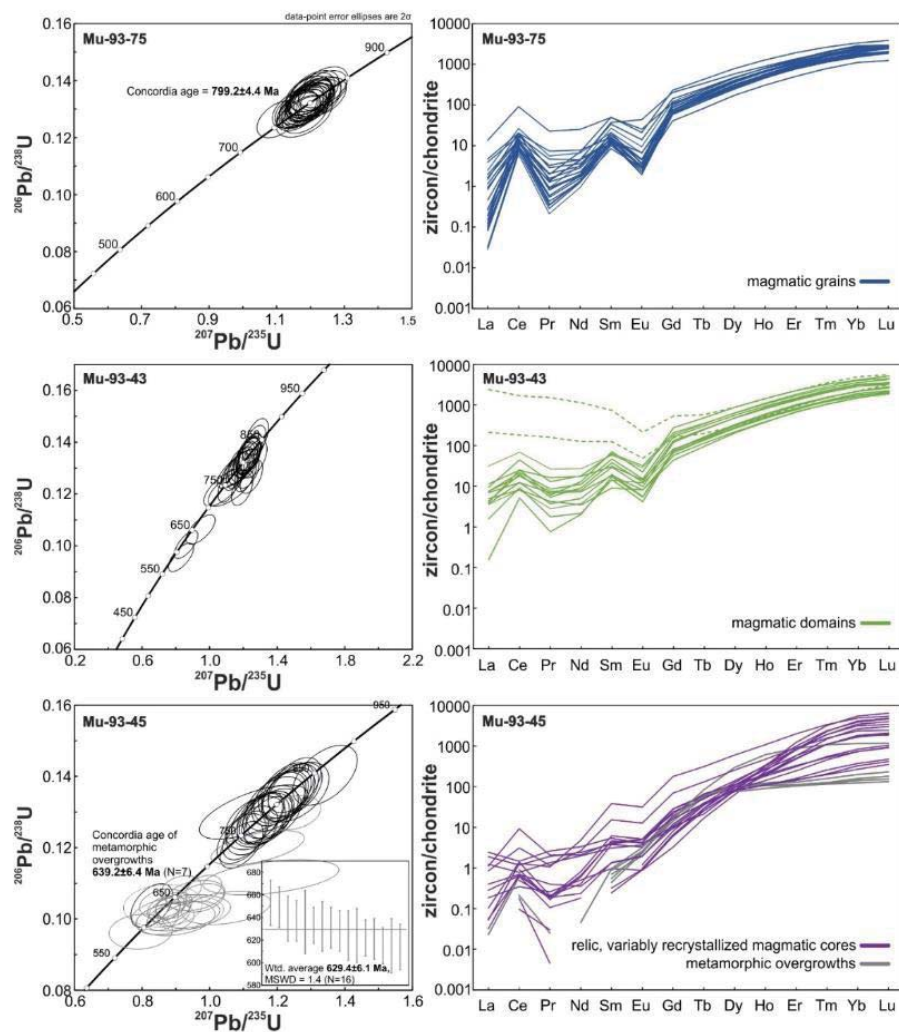


Рисунок 4 – Возрастные характеристики и распределение РЗЭ в цирконах из пород Северо-Муйского блока

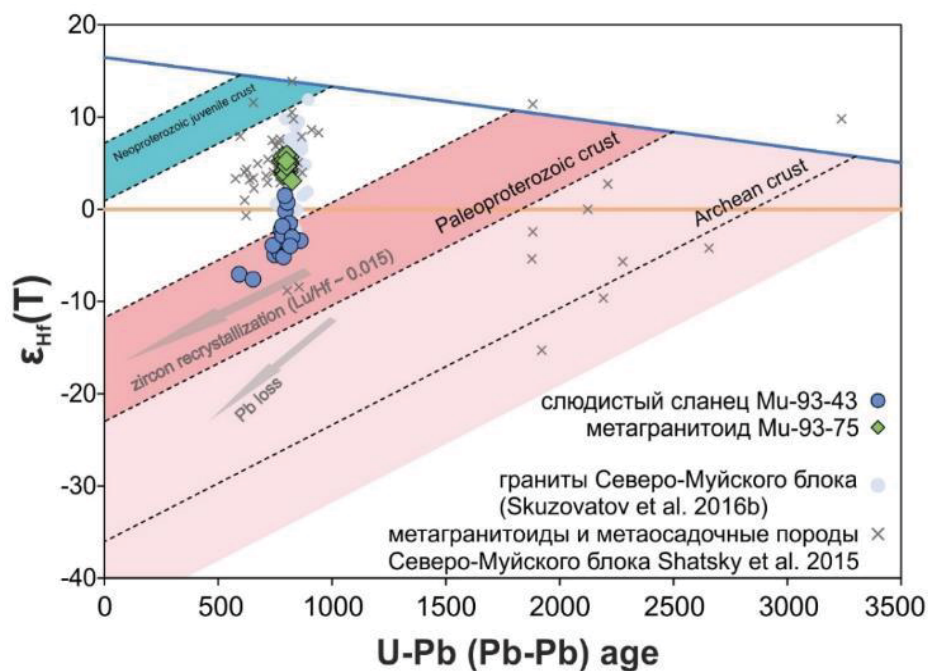


Рисунок 5 – Изотопные характеристики Hf цирконов из метагранитоида и метапелита из высокobarического комплекса Северо-Муйского блока в сравнении с литературными данными (Shatsky et al., 2015; Skuzovtov et al., 2016)

Проведено детальное исследование цирконов из пяти образцов метаосадочных пород и одного метакриптоида Южно-Муйского блока. Цирконы обнаружены в породах наименьшей степени метаморфизма и практически отсутствуют в породах с геохимическими и изотопными признаками частичного плавления (рисунок 6). Все они выявили низкую степень сохранности U-Pb изотопных систем.

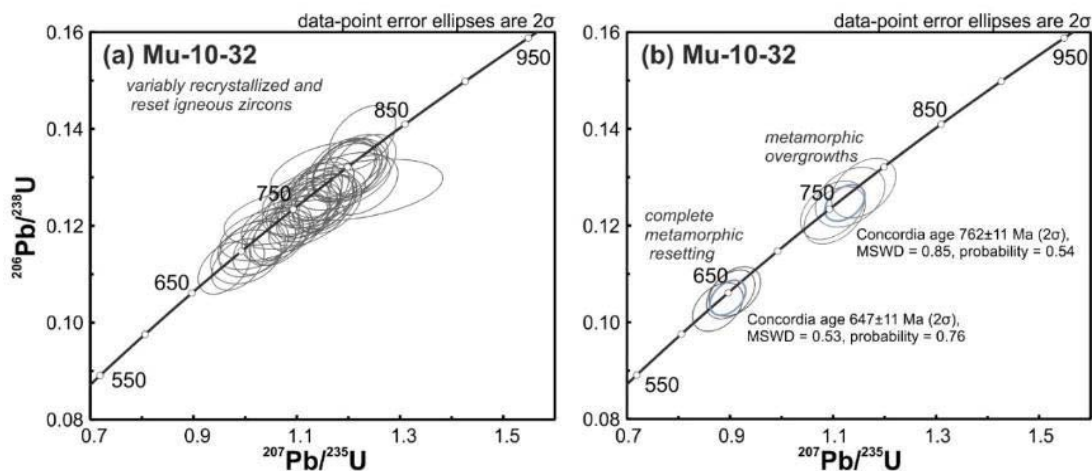


Рисунок 6 – Диаграммы с конкордией для образца Mu-10-32

В образце наименее метаморфизованного Pl-Bt-Grt-Qz сланца Mu-10-32 большинство цирконов представлены призматическими зёрнами размером 120-150 мкм с двух- или трех-стадийной зональностью. Ядра с темным свечением в режиме катодлюминесценции имеют осцилляторную зональность, в ряде случаев утолщенную или криволинейную. Тридцать пять зёрен этого типа имеют возрастные оценки в пределах 10% дискордантности с фигуративными точками, распределенными вдоль конкордии в диапазонах возраста 834–680 млн. лет (рисунок 6, а). Три зёрна с темными ядрами и признаками умеренной рекристаллизации дают возраст 647 ± 11 млн. лет (2σ , MSWD = 0.53, вероятность = 0.76) (рисунок 6, б). Распределение РЗЭ имеет характерный для цирконов кислых пород наклон от легких к тяжелым, с характерным Eu-минимумом ($Eu^* 0.05-0.49$) и Ce-максимумом ($Ce^* 3.4-157.6$) (рисунок 7).

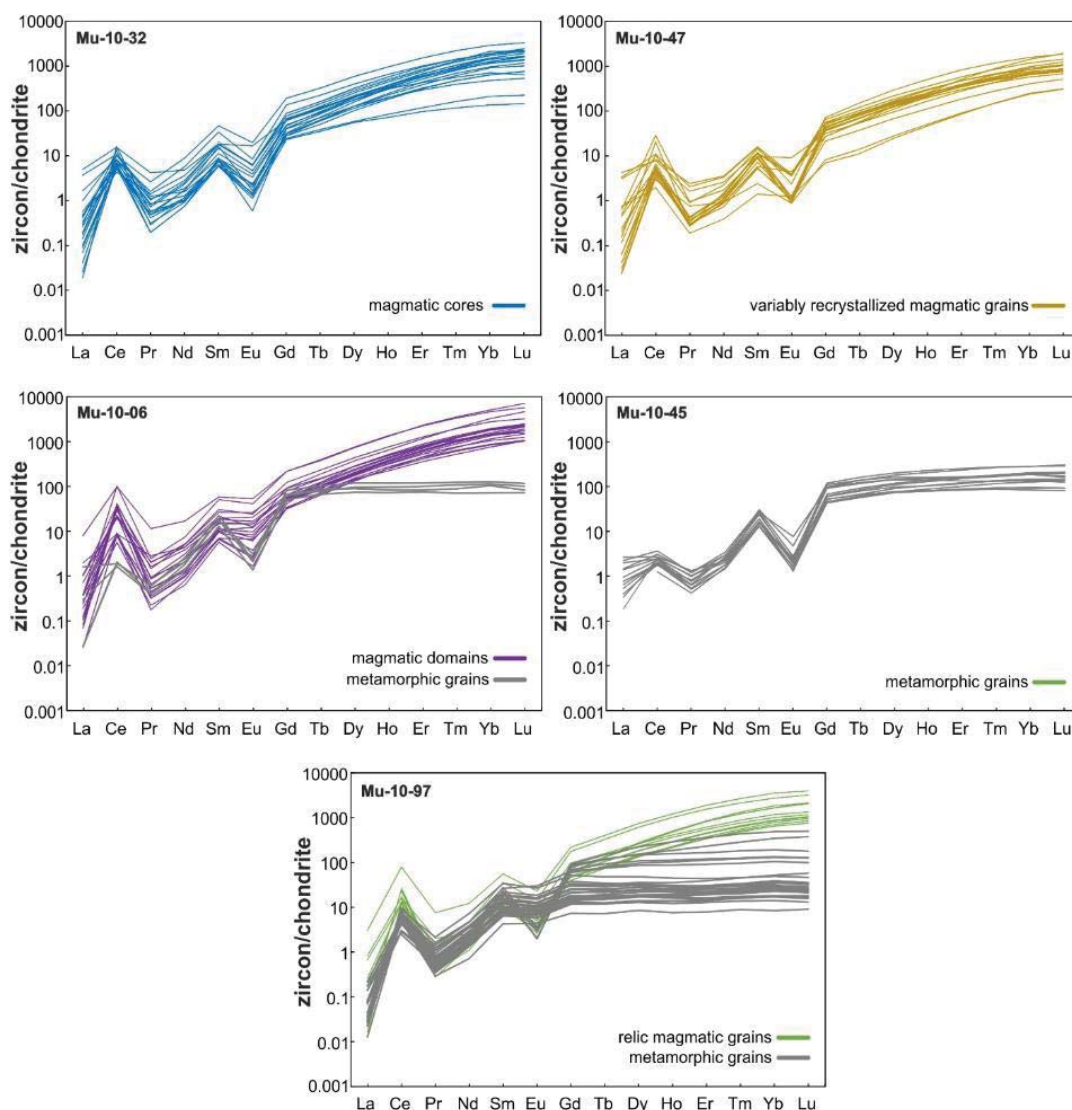


Рисунок 7 – Распределение РЗЭ в цирконах различного типа из пяти образцов метаосадочных пород Южно-Муйского блока

Темные ядра окружены зонами перекристаллизации с яркой катодлюминесцентной окраской и секториальным строением, характерным для роста в субсолидусных условиях или при участии флюида/расплава, являющегося продуктом частичного плавления (Harley et al., 2007). Для трех зерен по таким каймам получен возраст 762 ± 11 млн. лет (2σ , MSWD = 0.85, вероятность = 0.54) (рисунок 6, а). Большинство зерен из этого образца также имеют внешние гомогенные каймы с наиболее ярким свечением в катодлюминесценции, типичные для метаморфогенного обрастания (Corfu et al., 2003), размер которых не позволил оценить соответствующий возраст.

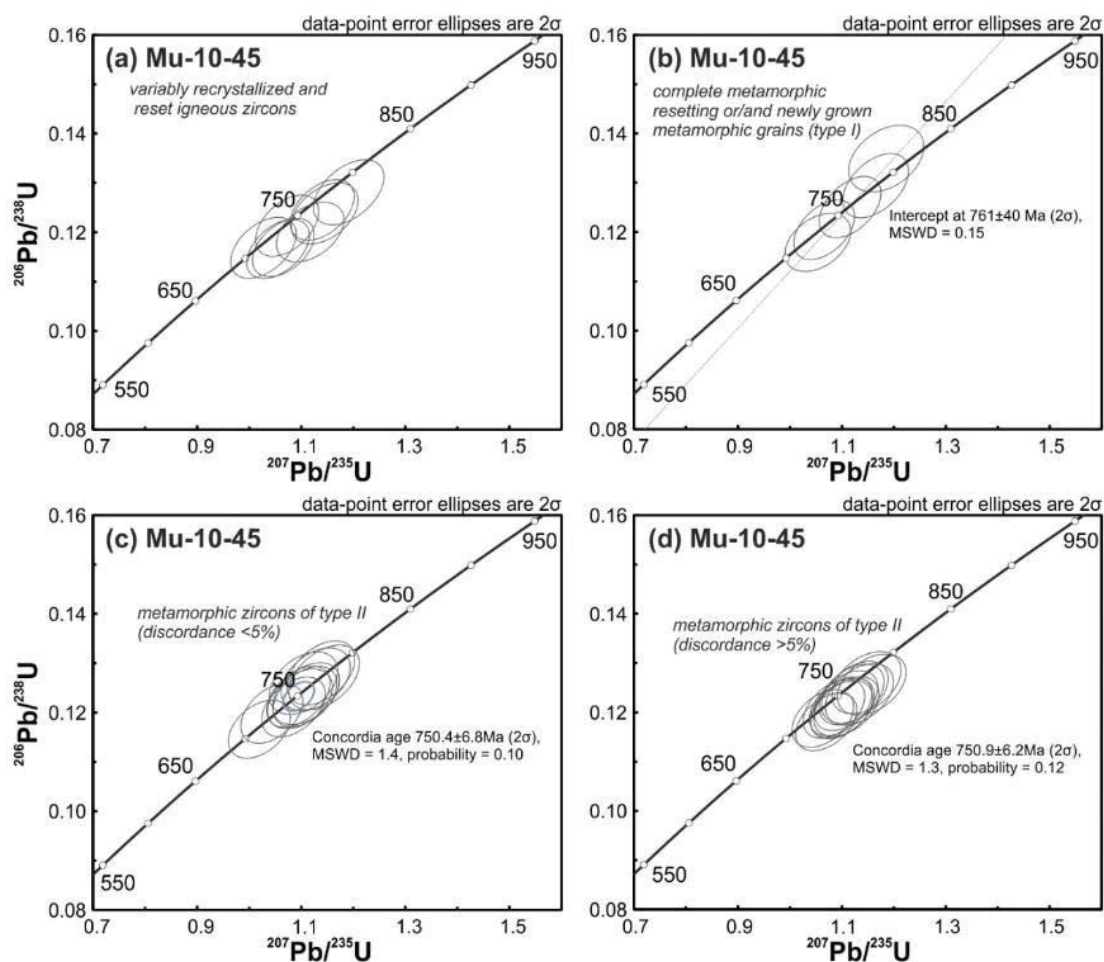


Рисунок 8 – Диаграммы с конкордией для образца Mu-10-45

В образце Pl-Bt-Grt-Kfs-Qz сланца Mu-10-45 цирконы варьируют по размеру в пределах 50-150 мкм и представлены близкими к изометричным или слабо удлинённым зёрнами, в некоторых случаях с морфологией типа «футбольный мяч» и секториальным строением, типичным для высокоградных условий (Corfu et al., 2003). Лишь несколько зёрен показывают утолщённую осцилляторную зональность, сформированную в результате метаморфической перекристаллизации, и присутствие доменов с частичной перекристаллизацией. Шесть таких зёрен имеют $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в пределах 778-693 млн. лет (рисунок 8, а, б). Большинство цирконов имеют яркое свечение в режиме катодлюминесценции, секториальное ядро и тёмные гомогенные каймы (24 зёрна), соответствующие метаморфогенному росту. Для подобных зёрен с дискордантностью менее 5% и 5-10% установлены схожие возраста в 750.4 ± 6.8 млн. лет (2σ , MSWD = 1.4, вероятность = 0.10) и 750.9 ± 6.2 млн. лет (2σ , MSWD = 1.3, вероятность = 0.12) (рисунок 8, с, d). Возрастные оценки для группы зёрен со схожей морфологией, но тёмным свечением в режиме катодлюминесценции, образуют дискордию с верхним пересечением 761 ± 40 млн. лет (2σ , MSWD = 0.15) (рисунок 8). Распределение РЗЭ для преобладающих

метаморфогенных зерен довольно однообразно, имеет плоское распределение тяжелых РЗЭ, характерное для роста в присутствии граната (Rubatto, Hermann, 2003), при Се-максимуме (Ce^* 1.4-6.1) и Eu-минимуме (Eu^* 0.04-0.16) (рисунок 7), который указывает на рост в поле стабильности плагиоклаза. Выявлено одно зерно с дискордантностью 13% и ^{206}Pb - ^{238}U возрастом в 2247 млн. лет и ^{207}Pb - ^{235}U возрастом 2568 млн. лет.

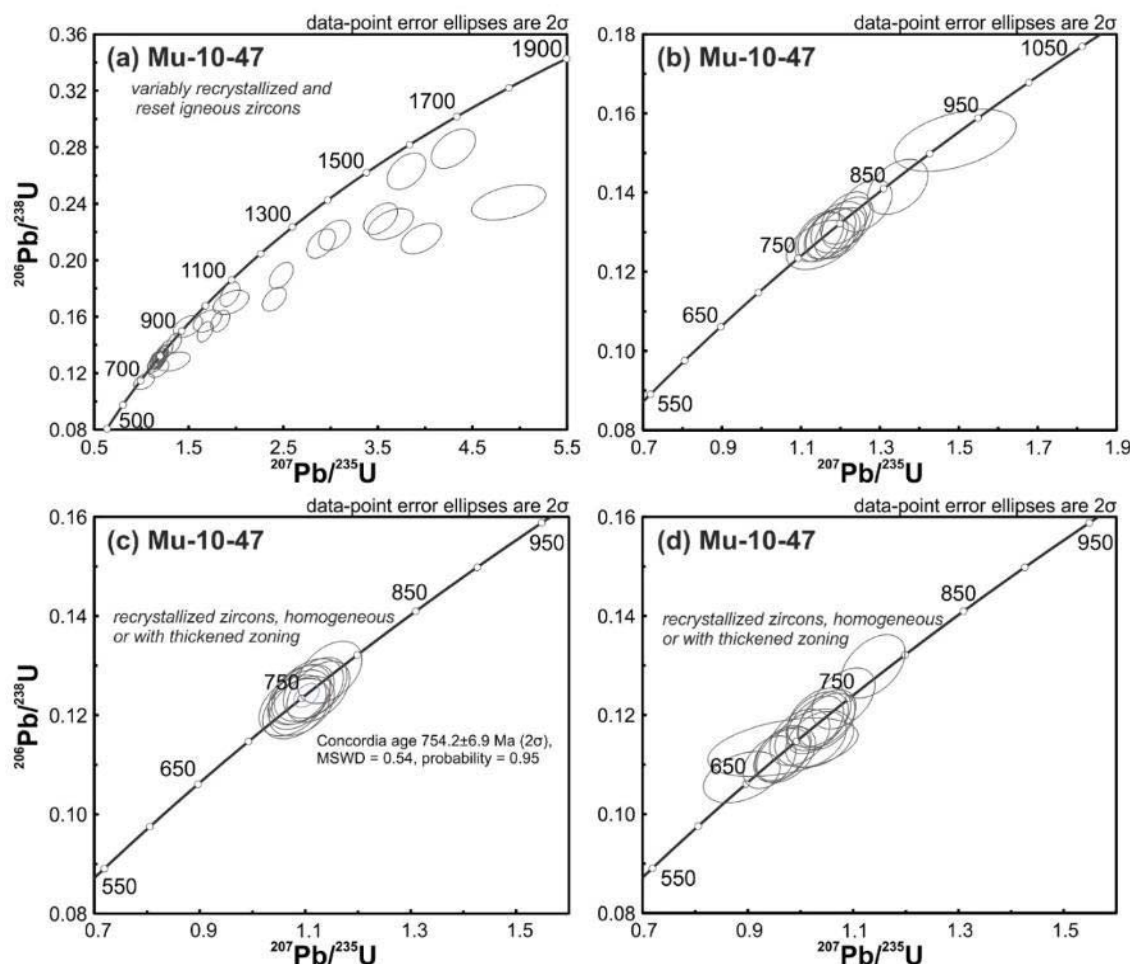


Рисунок 9 – Диаграммы с конкордией для образца Mu-10-47

В образце Pl-Bt-Grt-Kfs-Qz гнейса Mu-10-47 цирконы представлены короткопризматическими до более вытянутых зернами размером 100-300 мкм, с разнообразной внутренней структурой, от типичных метаморфических, до утолщенной реликтовой осцилляторной зональности. Среди пятидесяти семи проанализированных зерен (рисунок 9, а) тридцать восемь имеют близкие к конкордантным возрастным оценкам с неопротерозойским ^{206}Pb - ^{238}U возрастом 919–658 млн. лет, которые могут быть разделены на три группы. Группа зерен с реликтовой осцилляторной зональностью (12 зерен) имеют ^{206}Pb - ^{238}U возраст в пределах 919–769 млн. лет (рисунок 9, б). Вторая группа зерен имеет средний возраст по конкордии 754.2 ± 6.9 млн. лет (2σ , $MSWD = 0.54$, вероятность = 0.95) (рисунок 9, с), аналогичный возрасту метаморфических цирконов в образцах Mu-10-32 и Mu-10-45.

Последняя группа зерен схожей морфологии и гомогенной внутренней структуры (16 зерен) имеет широкий разброс возрастов от рассчитанного возраста метаморфизма в сторону омоложения - 787–658 млн. лет (рисунок 9, d). Вне зависимости от типа морфологии и степени переуравновешивания внутренней структуры, цирконы характеризуются схожим распределением РЗЭ, со схожим соотношением LREE/HREE_N, но варьирующим масштабом Ce- (Ce* 3.1-95.6) и Eu-аномалий (Eu* 0.04-0.52) (рисунок 7), обусловленным метаморфогенной перекристаллизацией или различием в исходных характеристиках цирконов. Что не менее интересно, для значительной доли цирконов (16 точек) установлены дискордантные оценки с мезо- до палеопротерозойского ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb возраста, 1098-2311 млн. лет (рисунок 9, a).

В образце мелкозернистого богатого амфиболом Pl-Bt-Grt-Amp-Qz сланца Mu-10-6 цирконы представлены мелкими (менее 100-120 мкм в длину) зернами двух основных типов: удлинёнными зернами с реликтовой осцилляторной зональностью, в различной степени переуравновешенной в результате метаморфического преобразования, и более редкими изометричными зернами с секториальной или гомогенной структурой. Среди 33 зерен, 29 зерен имеют возрастные оценки с дискордантностью менее 10% и ²⁰⁶Pb-²³⁸U возрастом 773–611 млн. лет. Частично перекристаллизованные цирконы исходно магматического происхождения имеют ²⁰⁶Pb-²³⁸U возраста в пределах 772–662 млн. лет (рисунок 10, a). Четыре зерна с признаками метаморфогенного роста имеют возраст по конкордии 622±11 млн. лет (2σ, MSWD = 0.33, вероятность = 0.94) (рисунок 10, b). Два зерна с типичной метаморфогенной морфологией имеют секториальные ядра с возрастом по конкордии 763±16 млн. лет (2σ, MSWD = 0.74, вероятность = 0.53) (рисунок 10, b). Цирконы с реликтами первично-магматической зональностью и метаморфогенного происхождения характеризуются контрастным распределением РЗЭ, типичным для кислых магматических пород (высокое отношение HREE/LREE, существенный Ce-максимум, сравнительно малый Eu-минимум) и цирконов метаморфогенного происхождения (плоское распределение тяжелых РЗЭ, глубокий Eu-минимум) (рисунок 7).

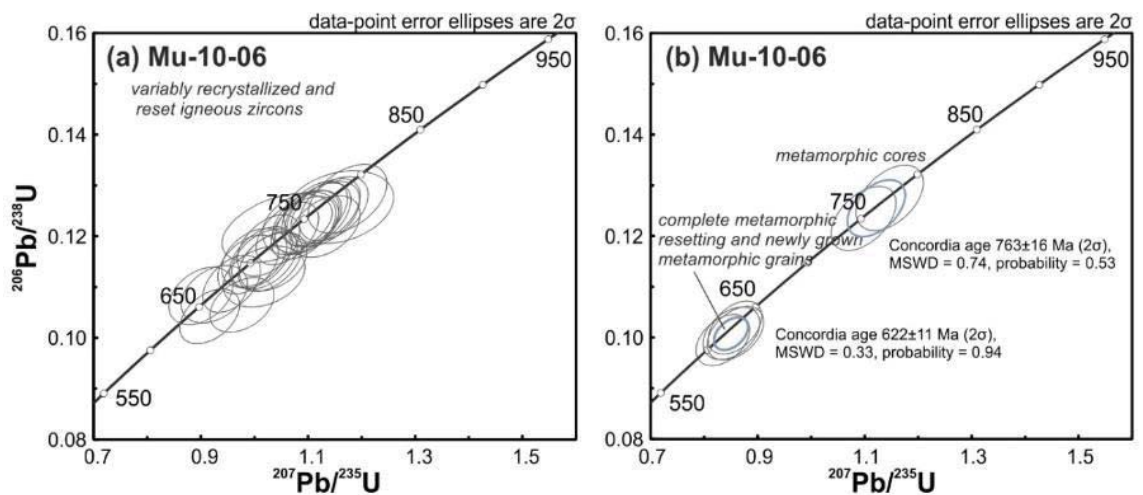


Рисунок 10 – Диаграммы с конкордией для образца Mu-10-06

В бедном гранатом Pl-Kfs-Bt-Qz-Grt гнейсе Mu-10-97 цирконы значительно варьируют по размеру (от 100 до 400 мкм), однако демонстрируют единообразие внутренней структуры. Преобладают крупные зерна метаморфогенной морфологии с секториальным или гомогенным строением, тогда как в резко подчиненном количестве находятся мелкие зерна с первичной осцилляторной зональностью. Из проанализированных 61 зерна 56 имеют возрастные оценки в пределах 10% дискордантности (рисунок 11, а). Цирконы с типичной магматической зональностью имеют ^{206}Pb - ^{238}U возраст в пределах 839–720 млн. лет (рисунок 11, b), «омоложенный» в ряде случаев в результате частично рекристаллизации, тогда как два зерна показали дискордантные значения с ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастом 1720 и 2078 млн. лет. Цирконы имеют типичный «магматический» характер распределения РЗЭ (рисунок 7). Группа метаморфических зерен с гомогенным строением (16 зерен) образуют дискордию с верхним пересечением 764 ± 46 млн. лет (2σ , MSWD = 0.15) (рисунок 11, d). Оставшиеся метаморфические зерна (преимущественно секториального строения и структуры типа «елочное дерево») имеют ^{206}Pb - ^{238}U возраст между 626 и 563 млн. лет с грубой средневзвешенной оценкой в 587.2 ± 6.8 млн. лет (95% confidence, MSWD = 2.4) (рисунок 11, c). Наряду с существенным разбросом возрастных оценок, метаморфогенные цирконы характеризуются варьирующим наклоном в области тяжелых РЗЭ, от положительного до плоского, а также крайне слабы Eu-минимумом (рисунок 7), что может указывать на последовательную кристаллизацию в присутствии граната, но при расходе плагиоклаза в результате метаморфических реакций.

Цирконы из анатектического метагранита Mu-10-123, прорывающего как метаосадочные толщи, так и блоки включенных в них метабазитов, представлены длинно- до короткопризматических зернами, с секториальной зональностью. Некоторые из зерен обрастают каймами с темным свечением в катодлюминесценции и секториальной

структурой, или демонстрируют последовательную перекристаллизацию в виде доменов с яркой катодлюминесценцией. По тридцати девяти анализам получены близкий к конкордантным датировки с возрастом в пределах 774–600 млн. лет (рисунок 12). Зерна с типичной для магматического роста структурой дают возраст по конкордии в 767.5 ± 5.5 млн. лет (2σ , MSWD = 1.6, вероятность = 0.13). Части перекристаллизованных и гомогенных зерен соответствуют фигуративные точки вдоль конкордии от 715 до 684 млн. лет. Два гомогенных зерна имеют схожий возраст по ^{206}Pb - ^{238}U отношению в 652 млн. лет. Три наиболее молодых метаморфогенных зерна имеют возраст по конкордии в 608 ± 11 млн. лет (2σ , MSWD = 0.24, вероятность = 0.94).

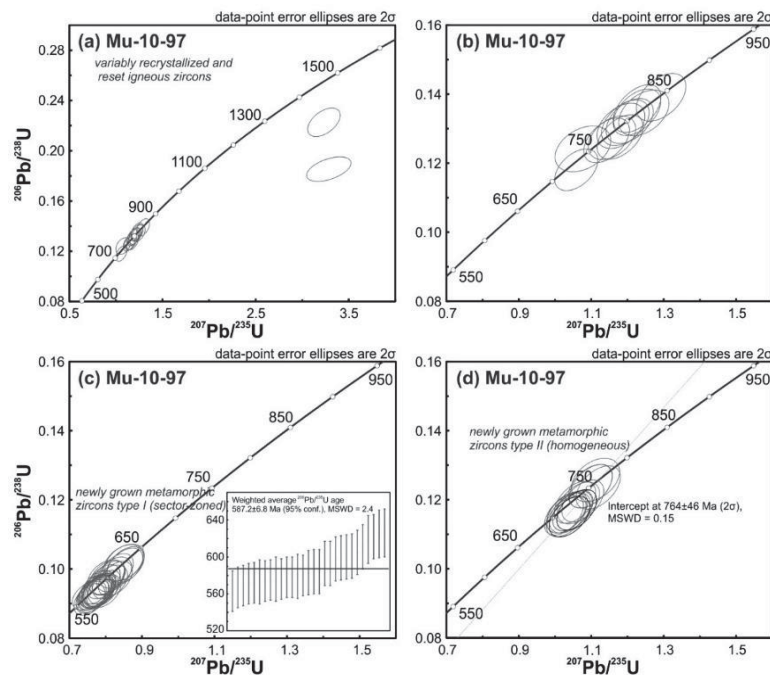


Рисунок 11 – Диаграммы с конкордией для образца Mu-10-97

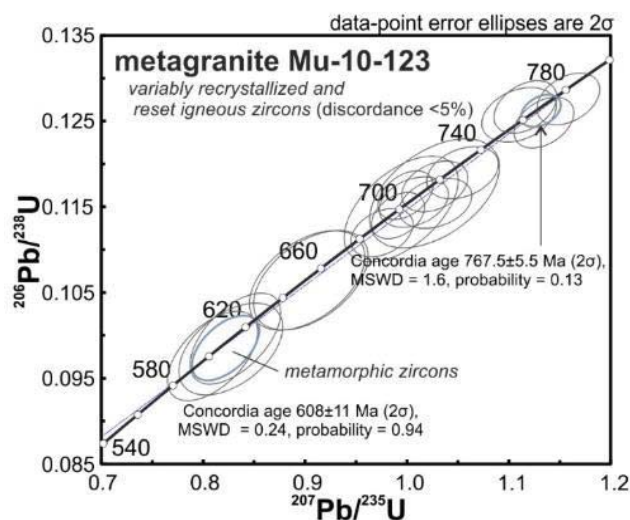


Рисунок 12 – Диаграмма с конкордией для образца метакристаллоида Mu-10-123

Получены данные по изотопному составу Lu-Hf в 122 наиболее представительных зернах. Пересчет модельных характеристик произведен на: 1) ^{206}Pb - ^{238}U возраст для неопротерозойских цирконов, 2) ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст для дискордантных зерен с палеопротерозойским и архейским возрастом для получения наиболее близкой аппроксимации к возрасту кристаллизации. Неопротерозойские цирконы имеют широкий диапазон рассчитанных величин $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$ values: +9.7 to -36.8 (рисунок 13) и соответствующие им величины «корового» модельного возраста от 3938 до 1029 млн. лет. Большинство из них находятся в диапазоне $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$ от +9 до -11 и T_{DM}^{C} от 2.3 до 1.0 млрд. лет. Для единственного образца с существенным количеством первично-магматических цирконов (Му-10-32) и другого образца, имеющего цирконы схожего типа (Му-10-97), цирконы имеют мезопротерозойские модельные характеристики (T_{DM}^{C} в пределах 1.76–1.24 млрд. лет). Схожие характеристики имеют некоторые цирконы в образце Му-10-45, где распространены тонийские цирконы метаморфогенного происхождения. В двух образцах (наиболее обогащенный SiO_2 и K_2O Му-10-47 и существенно обогащенный MgO и FeO образец Му-10-06), цирконы имеют палеопротерозойские характеристики (T_{DM}^{C} в пределах 2.50–1.84 млрд. лет) и представлены преимущественно призматическими (первично-магматическими) с криволинейной зональностью или гомогенной структурой. Подчиненное количество метаморфогенных зерен в образце Му-10-06 имеет мезопротерозойские характеристики (T_{DM}^{C} 1.71–1.33 млрд. лет). Один неопротерозойский циркон и группа в различной степени дискордантных зерен округлой морфологии и сложной внутренней структуры, с мезопротерозойским и более древним ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастом имеют изотопные метки, отличные от большинства неопротерозойских зерен. Диапазон модельного возраста T_{DM}^{C} составляет 3.94–2.73 млрд. лет, что схоже с характеристиками группы конкордантных зерен из метаосадочных пород Северо-Муйского блока (Shatsky et al., 2015). В образце метагранита Му-10-123 11 зерен имеют изотопный состав Hf палеопротерозойской коры (T_{DM}^{C} 1.96–1.77 млрд. лет), что вероятно является усредненной характеристикой для родоначальной для расплавов коры.

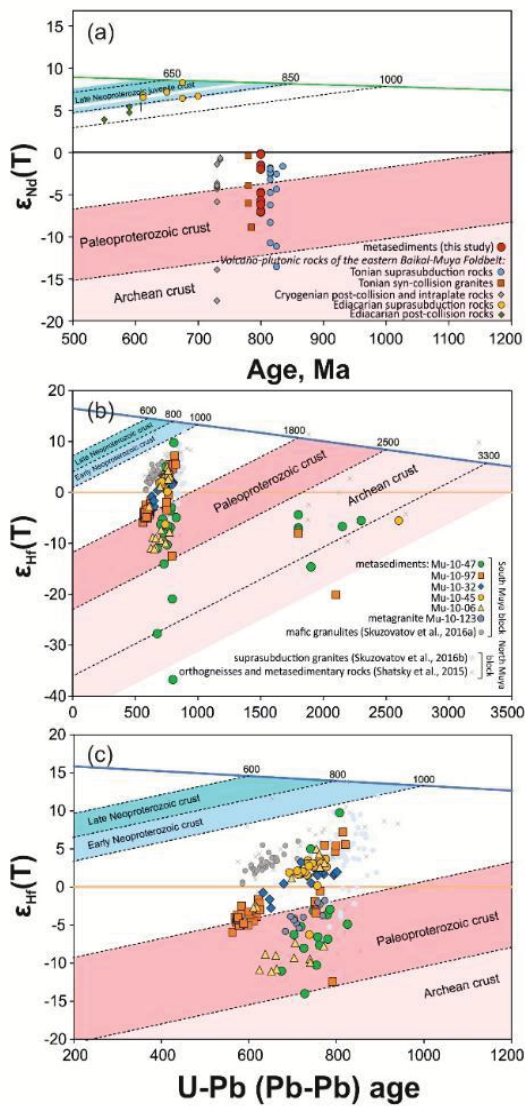


Рисунок 13 – Lu-Hf изотопная систематика цирконов из метаосадочных пород Южно-Муйского блока

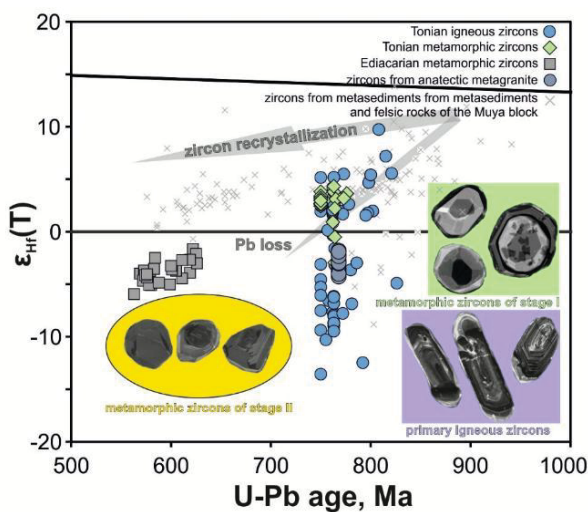


Рисунок 14 – Схематическая иллюстрация эволюции цирконов в метаосадочных породах Южно-Муйского блока с исходно гетерогенным изотопным составом и его гомогенизации в процессе двухстадийного высокоградного метаморфизма

Восстановление метаморфической истории и источников сноса в высокоградных и полиметаморфических террейнах является трудной задачей ввиду частичного или даже полного растворения детритовых цирконов в результате анатексиса и присутствии как исходных первично-магматических цирконов, так и их аналогов с нарушенной U-Pb системой (с частичной или полной потерей свинца), а также новообразованных метаморфогенных цирконов (Halpin et al., 2013 и ссылки в данной работе). Метаосадочные породы Южно-Муйского блока имели различный вклад неопротерозойских и более древних (палеопротерозой-архейских) источников, а также характеризуются различной степенью переработки исходного осадочного субстрата с формированием метаморфогенных цирконов. Исходя из возраста типично магматических цирконов, возраст неопротерозойских источников находится в диапазоне ~780–919 млн. лет и может быть расширен до ~940 млн. лет на основании сходства подобных цирконов с ранее изученными в метапелите и гранитоидах Северо-Муйского блока (Shatsky et al., 2015; Skuzovatov et al., 2016). Минимальный возраст седиментации фиксируется по возрасту первого высокоградного метаморфического события на рубеже 764–754 млн. лет, которому соответствует возраст метаморфогенных цирконов и анатектического гранита (767 ± 5 млн. лет). В некоторых случаях (к примеру, образец Му-10-45) метаморфизм данного этапа привел к почти полному растворению детритовых цирконов во флюиде/расплаве (к примеру, Kelsey et al., 2008; Kelsey Powell, 2011) и образованию метаморфогенного циркона соответствующего возраста. Вариации величины $\varepsilon_{\text{Hf}(T)}$, наблюдаемые в пределах некоторых отдельных возрастов (уменьшение $\varepsilon_{\text{Hf}(T)}$ с омоложением возраста), имеют характерные тренды с отношением $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ континентальной коры или меньшими значениями. Подобная закономерность указывает на последовательную потерю Pb и перекристаллизацию цирконам в осадочном субстрате с изотопным составом Hf, полностью контролируемым растворением/кристаллизацией минералов-концентраторов в самих метаосадках (прежде всего, исходный детритовый циркон, рутил, гранат, амфибол), и его гомогенизацией без какого-либо существенного привноса ювенильного компонента (Gerdes, Zeh, 2009; Zeh et al., 2010). Несколько более крутые экскурсы изменения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, соответствующие крайне низкому $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, также могут быть связаны с ассоциирующим ростом граната (Taylor et al., 2016) из-за преимущественного распределения тяжелых РЗЭ в последний (Rubatto, Hermann, 2007), или растворением древнего детритового циркона с существенно более нерадиогенным составом Hf. Этот процесс также может контролировать распространенность раннедокембрийских цирконов в метаосадках различной степени метаморфического преобразования. Таким образом, мы предполагаем, что полученная U-Pb

и Lu-Hf систематика метаосадочных пород Южно-Муйского блока является результатом процессов перекристаллизации, последовательной потери Pb и роста новообразованных метаморфогенных цирконов в результате тонийского (764–754 млн. лет) и более позднего, эдиакарского тектонотермального события (622–608 млн. лет) (рисунок 14).

Таким образом, проведенные исследования выявили схожий раннепротерозойский возраст источников сноса для двух сегментов Муйского блока, которые, однако, имели более ювенильные (непротерозой-позднепротерозойские) характеристики для Северо-Муйского блока и более древние (средне-позднепротерозойские и палеопротерозойские) – для Южно-Муйского блока. Тем не менее, для обоих сегментов установлен ограниченный вклад раннедокембрийского (палеопротерозой-архейского) источника. Характерный разброс изотопных модельных величин для непротерозойских цирконов свойственен для магматических комплексов континентальных дуг, что согласуется с неоднократно предположенной островодужной природой образований Байкало-Муйского пояса. Полиметаморфическое преобразование пород обоих сегментов, сформированных в обстановке задугового/преддугового бассейна или аккреционной призмы, происходило в два высокоградных этапа, связанных с аккреционными событиями, предшествовавшими (коллизия континентальной дуги с террейном неизвестной природы?) и непосредственно связанными с закрытием Палеоазиатского океана и становлением северо-восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса в позднем неопротерозое. Различный «отклик» пород двух блоков на полиметаморфизм может быть обусловлен как непосредственно разницей в условиях метаморфизма, так и различной фертильностью метаосадков и способностью к анатексису, однако нуждается в дальнейшем исследовании.

2 Определение изотопного возраста (U-Pb) и Sm-Nd изотопных характеристик позднепалеозойских гранитоидов Монголо-Охотского орогенного пояса

Протяженные ареалы гранитоидов Центрально-Азиатского орогенного пояса являются важнейшими индикаторами, фиксирующими время и характер процессов формирования тектонического коллажа слагающих этот пояс террейнов. Монголо-Охотский орогенный пояс, являющийся важной составной частью Центрально-Азиатского пояса (Парфенов и др., 1999, 2003), обрамляется с юга и севера в современных координатах ареалами батолитовых интрузий ундинского и олекминского гранитоидных комплексов палеозойского возраста (рисунок 15). Оба комплекса фиксируют масштабные эндогенные события на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана. Возраст гранитоидов ундинского комплекса определен как позднепермский - раннетриасовый (257-248 млн. лет) и его

становление связывается с коллизионными процессами вдоль северной границы Аргунского супертеррейна Монголо-Охотского пояса (Dril et al., 2017).

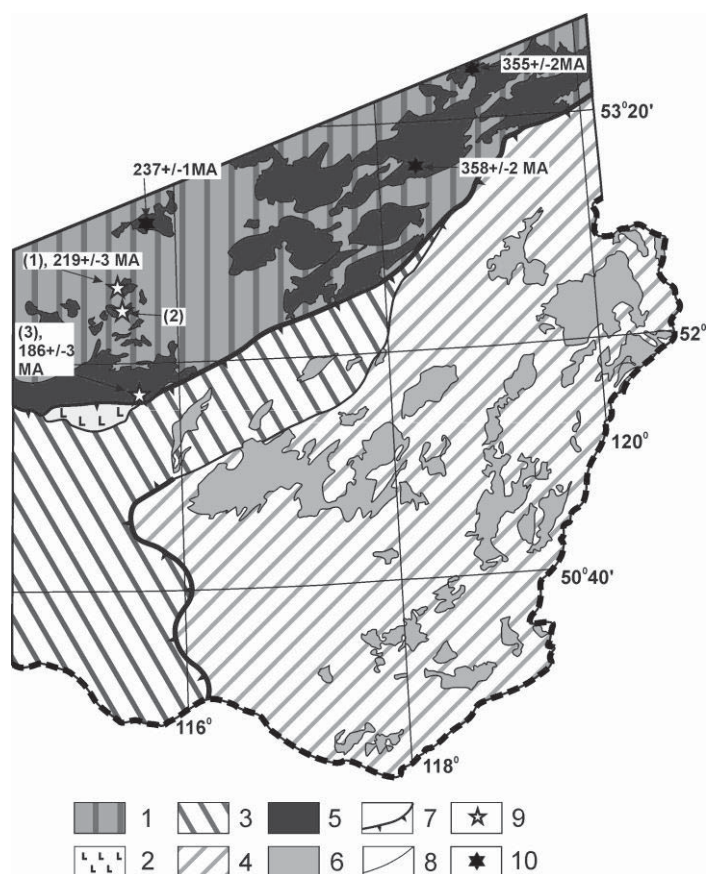


Рисунок 15 – Схема террейнов Восточного Забайкалья по (Парфёнов и др., 2003) и положение гранитоидов олекминского комплекса в южной части Западно-Станового террейна. Контуры интрузий показаны с учетом материалов геологических карт (Геологическая карта..., 1976, Геологическая карта..., 1992)

Условные обозначения: 1 - Западно-Становой метаморфический террейн; 2 - Каменский островодужный террейн; 3 - Ононский террейн аккреционного клина; 4 - Аргунский супертеррейн; 5 - интрузии гранитоидов Олекминского комплекса; 6 - интрузии Ундинского комплекса; 7 - надвиги; 8 - геологические границы; 9 - возраста интрузий по литературным данным (Ларин и др., 2015, Ковач и др., 2018); 10 - новые возрастные данные, полученные авторами. Цифрами показано положение исследованных массивов: (1) – Маректинско-Береинского; (2) – Жарчинского; (3) - Нижнеингодинского батолита, южная часть.

Возрастные рамки и геодинамическая природа гранитоидов олекминского комплекса является предметом дискуссии. Ареал распространения его интрузий охватывает площадь Западно-Станового террейна (Парфенов и др., 2003) или восточной части Селенгино-Станового супертеррейна (Ковач и др., 2018). Согласно современным геологическим картам комплекс отнесен к раннему палеозою и обладает трехфазным строением (Геологическое строение..., 1997). Первая фаза представлена равномерно-зернистыми биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, вторая - порфировидными биотитовыми гранодиоритами и гранитами, а третья - равномернозернистыми гранитами и

лейкокатовыми гранитами. Гранитоиды двух первых фаз представлены породами известково-щелочного ряда нормальной щелочности, тогда как в породах завершающей фазы отмечаются и субщелочные разности (Казимировский, 2004).

В настоящее время представления о возрасте интрузий олекминского комплекса подвергаются существенному пересмотру. Так, Rb-Sr геохронологическими исследованиями были определены позднепалеозойские возрасты для гранитоидов как в западной части пояса - 343-318 млн. лет, так и для юго-восточной его части – 319 млн. лет (Казимировский, Сандиминова, Банковская, 2002). Позднепалеозойские датировки были подтверждены и уточнены в дальнейшем U-Pb геохронологическими исследованиями цирконов из габродиоритов и гранитов северо-восточной части интрузивного ареала, которые выявили возрасты 355-358 млн. лет. (Ларин и др., 2015; Ковач и др., 2018). Кроме того, этими исследованиями в западной части ареала были выявлены граниты с возрастом 237 млн. лет, что соответствует раннему мезозою.

Таким образом, современными геохронологическими исследованиями выяснено, что в рамках олекминского гранитоидного комплекса объединены существенно разновозрастные образования. Это определило необходимость продолжения геохронологических исследований, которые были проведены для гранитов Нижнеингодинского батолита, представляющих юго-западную часть ареала, а также гранитов Маректинско-Береинского массива, расположенного на северной границе ареала распространения интрузий олекминского комплекса (рисунок 15). В обоих случаях для геохронологических исследований выбирались породы гранит-лейкогранитной серии завершающей интрузивной фазы.

Из проб среднезернистых неяснопорфировидных лейкокатовых гранитов Нижнеингодинского батолита (СА-15-30) и Маректинско-Береинского массива (ЗСТ-14-17) Олекминского комплекса были выделены фракции цирконов, использовавшиеся для последующего U-Pb датирования. Цирконы из обеих проб образуют хорошо кристаллографически оформленные удлиненные ($L=1.5-3.5$) призматические зерна интенсивного медового цвета. Представительные микрофотографии цирконов, выполненные в режиме катодлюминесценции, показаны на рисунке 16. Для цирконов из гранита Нижнеингодинского батолита характерно присутствие отчетливо выраженных резорбированных метамиктных ядер, обрастающих каймой с осцилляторной магматической зональностью. Цирконы из гранита Маректинско-Береинского массива имеют однородные идиоморфные, реже - резорбированные, ядра, также окруженные осцилляторной магматической оболочкой.

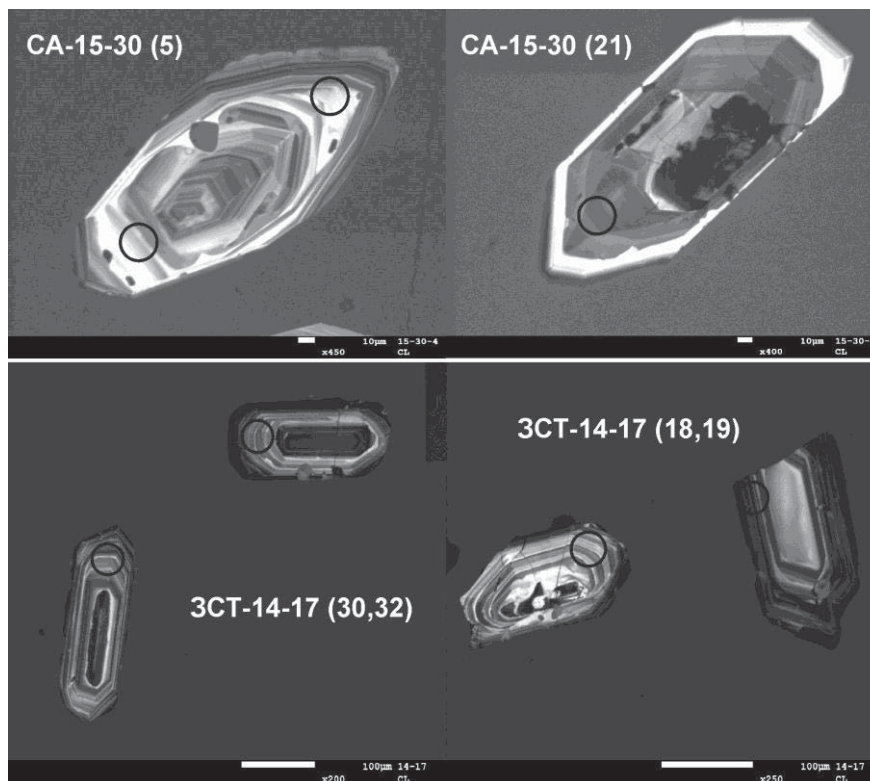


Рисунок 16 – Представительные микрофотографии цирконов из среднезернистых неяснопорфировидных лейкократовых гранитов Нижнеингодинского батолита (СА-15-30) и Маректинско-Береинского массива (ЗСТ-14-17) олекминского комплекса Восточного Забайкалья, выполненные в режиме катодолюминесценции

Изотопное U-Pb датирование цирконов проведено методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Институте наук о Земле Академии Наук Тайваня с использованием приборного комплекса, состоящего из квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7900 и системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с длиной волны 193 нм по методике, описанной в работах (Skuzovatov et al., 2019a, б).

Для цирконов из гранита (СА-15-30) Нижнеингодинского батолита получены конкордантные возрасты (рисунок 17), которые для восьми точек находятся в интервале от 180.4 ± 8 до 194.6 ± 9.2 млн. лет. Расчеты проводились с использованием программы Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003). Взвешенное среднее для них дает возраст 186 ± 3 млн лет (2σ , СКВО = 1.01, вероятность = 0.42). Расчет конкордантного возраста для этих анализов дает аналогичный результат – 186 ± 3 млн. лет (2σ , СКВО = 0.0054, вероятность = 0.94), что позволяет принять эту оценку возраста за возраст кристаллизации породы. Для цирконов из гранита (ЗСТ-14-17) Маректинско-Береинского массива также получены конкордантные возрасты (рисунок 18), которые находятся в интервале от 207.4 ± 9.9 до 229 ± 11 млн. лет. Расчет взвешенного среднего по двенадцати точкам дает результат 219 ± 4 млн. лет (95%, СКВО = 1.8, вероятность = 0.042). Расчет конкордантного возраста дает аналогичный результат - 219 ± 3 млн. лет, (2σ , СКВО = 0.25, вероятность = 0.62), что позволяет принять возраст 219 ± 3 млн лет за возраст

кристаллизации гранита. Таким образом, полученные датировки указывают на широкое развитие гранитоидов мезозойского возраста в рамках традиционно выделяемого палеозойского олекминского гранитоидного комплекса (Геологическое строение..., 1997), что впервые было показано (Ковач и др., 2018).

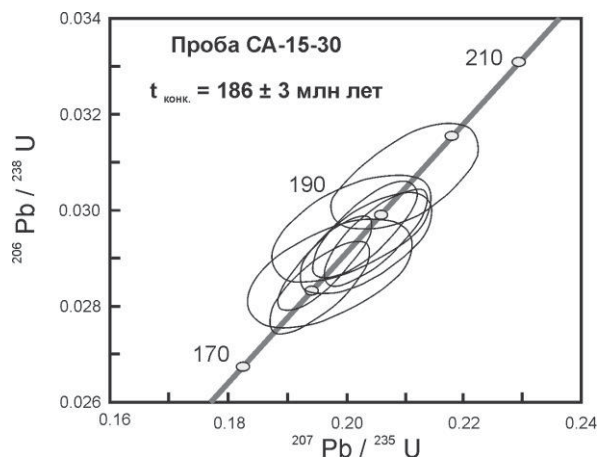


Рисунок 17 – Диаграмма с конкордией для пробы среднезернистого неяснопорфировидного гранита Нижнеингодинского батолита олекминского комплекса (проба СА-15-30)

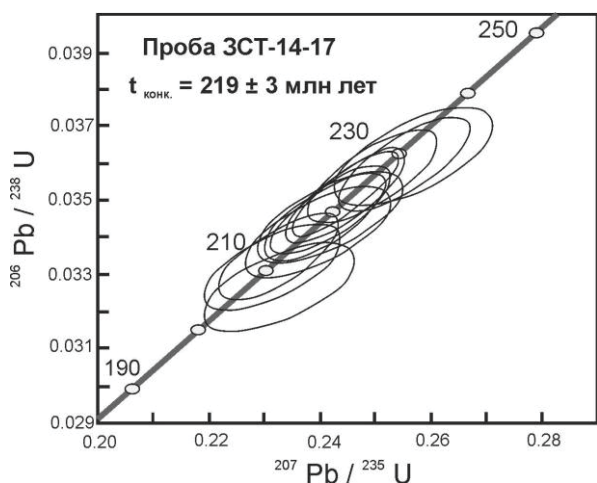


Рисунок 18 – Диаграмма с конкордией для пробы среднезернистого неяснопорфировидного гранита Маректинско-Береинского массива олекминского комплекса (ЗСТ-14-17)

Для выяснения природы корового протолита гранитоидов олекминского комплекса был исследован изотопный состав Nd в породах гранит-лейкогранитовой серии Маректинско-Береинского и Жарчинского массивов (рисунок 15). Исследования Sm-Nd изотопной системы пород проводились на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой NEPTUNE в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН по методике (Yang et al., 2010). Измерения изотопного состава в стандарте JNdi-1 (n=40) показали среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$.

Изотопные Sm-Nd характеристики гранитоидов обоих массивов соответствуют таковым для континентальной коры неопротерозойского возраста имея величины $\epsilon Nd(219 \text{ млн. лет}) = -0.9 - (-2.1)$ и величины $T_{Nd}(DM-2ST)=1086-1164$ млн. лет. Эти данные несколько отличны от Sm-Nd изотопной характеристики коллизионных пермо-триасовых гранитоидов Ундинского комплекса, маркирующего южный в современных координатах фланг Монголо-Охотской сутурной зоны: $\epsilon Nd(254 \text{ млн. лет}) = -1.9 - (-5.0)$ и $T_{Nd}(DM-2ST)=1210-1460$ млн. лет. Подобное различие свидетельствует о том, что в мезозойское время к северу от сутуры в процесс гранитообразования вовлекался менее радиогенный коровый протолит по сравнению коллизионными гранитоидами, сформированными южнее.

Полученные новые геохронологические данные подтверждают более ранний вывод (Ковач и др., 2018) о том, что в рамках традиционного выделяемого палеозойского олекминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья присутствует значительный объем гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой самостоятельный магматический эпизод в становлении Монголо-Охотского орогенного пояса, связанный с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы сутурной зоны. Эти гранитоиды должны быть выделены в самостоятельный интрузивный комплекс. Индивидуальность этого магматического комплекса подтверждается Sm-Nd изотопными данными, указывающими на менее радиогенный источник по сравнению с коллизионными гранитоидами Монголо-Охотского орогенного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные изотопно-геохронологические и геохимические исследования цирконов для массивных и симплектитовых типов эклогитов Северо-Муйского блока показали сходные возрасты метаморфического события на рубеже 630.8 ± 8.5 , 631.8 ± 6.2 и 629.5 ± 7.4 млн. лет, что отвечает эдиакарию. Совпадение U-Pb изотопных возрастов метаморфогенных цирконов из структурно различных групп эклогитов, а также возраста преобразования ассоциирующих с ними калиевых пород указывает на единый этап континентальной субдукции основных пород Северо-Муйский блока. Обоснован схожий ранне-неопротерозойский возраст источников сноса для двух сегментов Муйского блока, которые, однако, имели более ювенильные (неопротерозой-поздне-мезопротерозойские) характеристики для Северо-Муйского блока и более древние (средне-поздне-мезопротерозойские и палеопротерозойские) – для Южно-Муйского блока. Тем не менее, для обоих сегментов установлен ограниченный вклад раннедокембрийского (палеопротерозой-архейского) источника. Характерный разброс изотопных модельных величин для неопротерозойских цирконов свойственен для магматических комплексов континентальных дуг, что согласуется с неоднократно предположенной островодужной природой образований Байкало-Муйского пояса. Полиметаморфическое преобразование пород обоих сегментов, сформированных в обстановке задугового/преддугового бассейна или аккреционной призмы, происходило в два высокоградных этапа, связанных с аккреционными событиями, предшествовавших (коллизия континентальной дуги с террейном неизвестной природы?) и непосредственно связанных с закрытием Палеоазиатского океана и становлением северо-восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса в позднем неопротерозое. Различный «отклик» пород двух блоков на полиметаморфизм может быть обусловлен как непосредственно разницей в условиях метаморфизма, так и различной фертильностью метаосадков и способностью к анатексису, однако нуждается в дальнейшем исследовании.

Получены новые геохронологические данные, свидетельствующие о том, что в рамках традиционного выделяемого палеозойского олекминского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья присутствует значительный объем гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой самостоятельный магматический эпизод в становлении Монголо-Охотского орогенного пояса, связанный с тектоническими условиями растяжения вдоль северной границы сутурной зоны. Эти гранитоиды должны быть выделены в самостоятельный интрузивный комплекс. Индивидуальность этого магматического комплекса подтверждается Sm-Nd изотопными данными, указывающими на менее радиогенный источник по сравнению с коллизионными гранитоидами Монголо-Охотского орогенного пояса.

Список использованной источников

1. Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Ягоуцц Э. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. – 2012. - Т. 53. - № 6. - С. 657-682.
2. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. - 2015. – Vol. 261. – P. 1-11.
3. Hoskin P.W.O., Ireland T.R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // Geology. - 2000. – Vol. 28(7). - P. 627-630.
4. Rubatto D., Hermann J. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2003. – Vol. 67. – P. 2173–2187.
5. Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Shatsky V.S., Buslov M.M. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic belt): constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // Precambrian Research. – 2016. – Vol. 280. – P. 14-30.
6. Harley S.L., Kelley N.M., Möller A. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains // Elements. – 2007. – Vol. 3. – P. 25-30.
7. Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Review in Mineralogy and Geochemistry. - 2003. – Vol. 53. – P. 469-500.
8. Halpin J.A., Daczko N.R., Clarke G.L., Murray K.R. Basin analysis in polymetamorphic terranes: An example from east Antarctica // Precambrian Research. – 2013. – Vol. 231. – P. 78–97.
9. Kelsey D.E., Clark C., Hand M. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites // Journal of Metamorphic Geology. – 2008. – Vol. 26. – P. 199–212.
10. Kelsey D.E., Powell R. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–ZrO₂ system // Journal of Metamorphic Geology. – 2011. – Vol. 29. – P. 151–166.
11. Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chemical Geology. – 2009. – Vol. 261. – P. 230–243.
12. Zeh A., Gerdes A., Will T.M., Frimmel H.E. Hafnium isotope homogenization during metamorphic zircon growth in amphibolite-facies rocks: examples from the Shackleton Range (Antarctica) // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2010. – Vol. 74. – P. 4740–4758.
13. Taylor R.J.M., Kirkland C.L., Clark C. Accessories after the facts: constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes // Lithos. – 2016. – Vol. 264. – P. 239–257.
14. Rubatto D., Hermann J. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks // Chemical Geology. – 2007. – Vol. 241. – P. 38–61.
15. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24–43.
16. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. - 2003. - № 6. - С.7-41.

17. Геологическая карта Читинской области масштаба 1:1000000 // Ред. И.Г. Рутштейн, В.В. Старченко. М., Мингео РСФСР. 1976.
18. Геологическая карта Читинской области масштаба 1:500000 // Ред. И.Г. Рутштейн. Чита. ПГО «Читагеология». 1992.
19. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолук В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского комплекса селенгино-станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // Доклады Академии Наук. - 2015. - Т. 464. - № 2. - С.194-198.
20. Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и границы олекминского магматического пояса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Доклады Академии Наук. - 2018. - Т. 483. - № 1. - С. 64-69.
21. Dril S.I., Noskova Yu.V., Wang K.-L., Belyaev V.A., Skuzovатов S.Yu., Grigoriev D.A., Belkov D.A.. Geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry of Late Paleozoic collisional granitoids of Undinsky complex (Eastern Transbaikal region) // *Geodynamics & Tectonophysics*. - 2017. - Т. 8. - № 3. - С. 455-459.
22. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. Чита. 1997. 239с
23. Казимировский М.Э. Геохимия палеозойского гранитоидного магматизма Западно-Становой зоны Забайкалья // *Геология и Геофизика*. - 2004. - Т. 45. - № 3. - С.347-362.
24. Казимировский М.Э., Сандиминова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // *Геология и Геофизика*. - 2002. - Т. 43. - № 11. - С.973-989.
25. Skuzovатов S., Shatsky V., Wang K.-L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos*. – 2019. - V. 342-343. - P.76-96.
26. Ludwig, K.R. ISOPLOT 3.0-a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. - Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003. – 74 p.
27. Yang Y.-H., Chu Z.Y., Wu F.-Y., Xia L.-W., Yang J.-H. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 2010. – Vol. 26. – P. 1237-1244.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Количество публикаций в ведущих российских и международных журналах по результатам исследований, полученных в процессе реализации проекта

индикатор	Ед. измерения	Всего за 2017-2019 гг.	2017	2018	2019
Количество публикаций в ведущих российских и международных журналах по результатам исследований, полученных в процессе реализации проекта	единиц	16	5	6	6
Количество публикаций в мировых научных журналах, индексируемых в базе данных «Сеть науки» (Web of Science)	единиц	14	4	5	5
Число тезисов в конференциях	единиц	21	7	7	7
Число охраняемых объектов интеллектуальной собственности: зарегистрированных патентов в России зарегистрированных патентов за рубежом	единиц	0	0	0	0

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Перечень статей, опубликованных по тематике проекта в 2019 г. в соответствии с государственным заданием

1. Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province (Siberian craton): coupled or decoupled? // *Precambrian Research*. – 2019. – Vol. 332. – Paper 105388.
2. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Wang K.-L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos*. – 2019. – Vol. 342-343. – P. 76-96.
3. Shatsky V., Jagoutz E., Kozmenko O., Ragozin A., Skuzovatov S., Sobolev N. The protolith nature of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav Massif // *Acta Geologica Sinica (English edition)*. – 2019. – Vol. 93(S1). – P. 173-173.
4. Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Dril S.I., Lee H.-Y., Iizuka Y. Geochemistry, zircon U-Pb and Lu-Hf systematics of high-grade metasedimentary sequences from the South Muya block (northeastern Central Asian Orogenic Belt): reconnaissance of polymetamorphism and accretion of Neoproterozoic exotic blocks in southern Siberia // *Precambrian Research*. – 2019. – Vol. 321. – P. 34-53.
5. Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.-W., Bryansky N.V., Khubanov V.B., Yudin D.S. Age, conditions of formation, and fluid composition of the pervomaiskoe molybdenum deposit (dzhidinskoe ore field, South-Western Transbaikalia, Russia) // *Minerals*. – 2019. – Vol. 9. – № 10. – Номер статьи 572.
6. Якубович О.В., Викентьев И.В., Зарубина О.В., Брянский Н.В., Гороховский Б.М., Котов А.Б., Дриль С.И., Бортников Н.С. U-Th-He-датирование пирита из Cu-Zn-колчеданного месторождения Узельга (Урал, Россия): первый опыт использования нового геохронометра // *Доклады Академии наук*. – 2019. – Т. 485. – № 6. – С. 708-712.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Копия заданий для выполнения фундаментальных научных исследований по теме (проекту) "Изотопно-геохимические свидетельства мантийно-корового взаимодействия и рециклирования элементов" (0350-2016-0028) в 2019 г.

1. Определение возраста высокobarических пород из палеозон субдукции Центрально-Азиатского складчатого пояса U-Pb методом по циркону и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по слюдам.
2. Определение изотопного возраста (U-Pb) и Sm-Nd изотопных характеристик позднепалеозойских гранитоидов Монголо-Охотского орогенного пояса.