

УДК 550.4:551.2(571.5)

⁴⁰Ar–³⁹Ar-ДАТИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2003 г. В. Б. Савельева, А. В. Травин, А. С. Зырянов

Представлено академиком Ф.А. Летниковым 14.03.2003 г.

Поступило 14.03.2003 г.

Метасоматиты зон глубинных разломов, генетически не связанные с конкретными магматическими телами, представляют большой интерес для геохимической характеристики эндогенных флюидных систем. В разломах краевого шва Сибирской платформы – Приморском (Западное Прибайкалье) и юго-восточной части Главного Саянского разлома (Присаянье) широко развиты метасоматиты формаций кварц-мусковитовых, щелочных и магнезиально-кальциевых. С целью выяснения временной последовательности формирования метасоматитов разных геохимических типов было предпринято датирование их пороодообразующих минералов ⁴⁰Ar–³⁹Ar-методом.

Геологическая позиция метасоматитов (рис. 1) характеризуется приуроченностью их к границе докембрийских выступов фундамента южной части Сибирской платформы и каледонского складчатого обрамления, представленного в Западном Прибайкалье метаморфическим комплексом Приольхонья [1], а в Южном Прибайкалье и Присаянье – слюдяным кристаллическим комплексом [2] и китойкинской зоной [3]. Приморский разлом тянется более чем на 150 км в северо-восточном направлении по западному берегу оз. Байкал. Тектониты наложены на раннепротерозойские образования фундамента платформы – метаморфические породы сарминской серии и интрузирующие их граниты приморского комплекса с возрастом 1910 ± 30 млн. лет [4]. Зоны динамометаморфизма на всем протяжении сопровождаются интенсивными мусковитизацией и окварцеванием. В процессе преобразования пород выделяются две стадии: калиевого метасома-

тоза – мусковитизации (в метаморфических породах с одновременным образованием синдеформационного граната существенно альмандинового состава и с прямой зональностью) и последующего кислотного выщелачивания – окварцевания. Образование кварц-гранат-мусковитовых метасоматитов связано с привнесом в породы калия и в меньшей мере натрия и сопровождается выносом оснований при близком к инертному поведению SiO₂, Al₂O₃ и TiO₂. Сильную положительную корреляцию с калием имеют Rb, Sr, Ba и Sn. Последующее кислотное выщелачивание выражается в увеличении в породах содержания SiO₂ при выносе прочих петрогенных компонентов, а также широкого круга редких элементов: Li, Rb, Sr, Be, Sn, Pb, Zn, Ba, Co, Ni, V, Sc.

Главный Саянский разлом (ГСР) является крупнейшим линеamentом Восточной Сибири [5]. В складчатом обрамлении разлом выражен серией крутопадающих зон тектонитов северо-западного простирания, разделяющих блоки со слабым проявлением динамометаморфизма. Субстратом для щелочных и магнезиально-кальциевых метасоматитов служат кристаллосланцы, плагиогнейсы и гнейсы слюдянской серии и китойкинской толщи, однако пространственно эти метасоматиты разобщены, будучи приурочены к субпараллельным зонам. Щелочные метасоматиты изучены на 150-километровом участке разлома, где они представлены кварц-альбит-микроклин-эгирин-рибекитовыми метасоматитами (р. Иркут), альбититами с флюоритом, эгирином, щелочными (рибекит, арфведсонит и др.) и кальциевыми (ферроэдентит) амфиболами (р. Китой), микроклиновыми и альбит-микроклиновыми метасоматитами с высокожелезистым ($x_{Fe} = 0.83$) биотитом и гастингситом (р. Китой-Кин, р. Олот). Зоны щелочного метасоматоза на отдельных участках прослежены на 7–9 км при мощности до 200–250 м. В целом метасоматиты имеют гранито- или сиенитоподобный состав и повышенные, по сравнению с породами субстрата и кларками для гранитов и сиенитов, содержания Zr, Nb, Be, а альбититы также Y, Zn, Sn, Mo, PЗЭ. На Иркутском

*Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

*Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

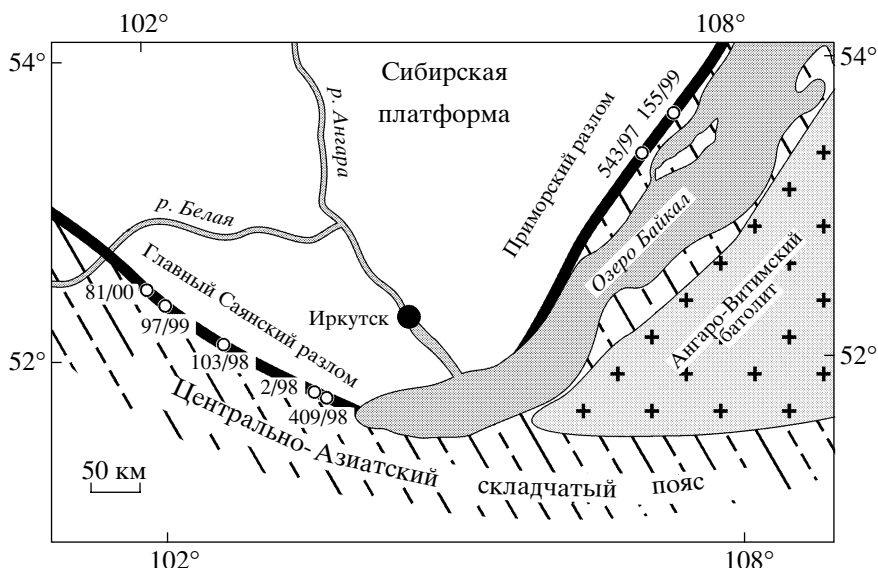


Рис. 1. Места отбора проб на изотопно-геохимические исследования в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы.

участке метасоматиты прорываются жилами пегматоидных альбит-микрклиновых (\pm амазонит) гранитов с повышенными концентрациями Nb, Y, Th, Be, Sn [6].

Магнезиально-кальциевые метасоматиты развиты по долинам рек Иркут, Архут, Мал. Белая. Они представлены крупнозернистыми амфиболовыми (паргасит, магнезиальная роговая обманка), клинопироксеновыми (диопсид, салит), шпинель-амфибол-клинопироксеновыми с анортитом, иногда с гранатом ($\text{Py}_{20-44}\text{Alm}_{30-43}\text{Grs}_{18-40}$) породами, характерной особенностью которых является присутствие многочисленных вростков графита. Метасоматиты пространственно ассоциируются с зонами повышенной графитизации в метаморфических породах и жилами гранитов и пегматитов с графитом, изотопный состав которого ($\delta^{13}\text{C} -10.4, -9.1\%$) позволяет предполагать глубинный источник углерода [7]. На Иркутском участке такая структура прослеживается на 7 км при ширине около километра. Для метасоматитов характерны низкое содержание щелочей (0.95–1.9), SiO_2 (40–45%) и резко повышенное по сравнению с породами субстрата содержание MgO (10–14%) и CaO (13–16.5%). Геохимическими особенностями метасоматитов являются низкое содержание Rb, Ba, Zr, Nb, Be, Pb, Sn, Th, U, PЗЭ и повышенное Sc и V.

Для изотопно-геохимических исследований отобраны две монофракции мусковитов из кварц-гранат-мусковитовых метасоматитов Приморского разлома (из среднего течения р. Сармы – пр. 543/97 и района р. Улан-Хан – пр. 155/99) и четыре монофракции из метасоматитов ГСР: ферроэденитовый амфибол из альбитита Китайского

участка (р. Белокопытка, пр. 103/98), железистый биотит из сиенитоподобного метасоматита Онотского участка (р. Барун-Богдашка, пр. 81/00) и две пробы амфиболов из магнезиально-кальциевых метасоматитов Иркутского (пр. 409/98) и Малобельского (пр. 97/99) участков. Кроме того, из пегматоидных гранитов, прорывающих щелочные метасоматиты Иркутского участка, отобран амазонит (пр. 2/98).

Навески минералов были завернуты в алюминиевую фольгу и после откачки запаяны в кварцевую ампулу совместно с навесками биотитов МСА-11 и LP-6 в качестве мониторов. Образцы облучали в кадмированном канале научного реактора типа ВВР-К при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (20 мин при 1200°C) не превышал $n \cdot 10^{-9}$ нсм³. Очистку выделенного аргона выполняли с помощью Ti- и SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре 5400 фирмы “Микромасс” (Англия). Результаты ступенчатого прогрева представлены на рис. 2, 3.

Для мусковитов (543/97 и 155/99) получены спектры с четко выраженным плато (рис. 2а). Рассчитанные по ним значения возраста совпадают в пределах ошибки и равны 436.4 ± 1.7 и 440 ± 1.6 млн. лет соответственно, т.е. калиевый метасоматоз в Приморском разломе имел место 438 ± 2 млн. лет назад. Этот возраст хорошо согласуется с определенным U–Pb-методом временем милонитизации гранитов приморского ком-

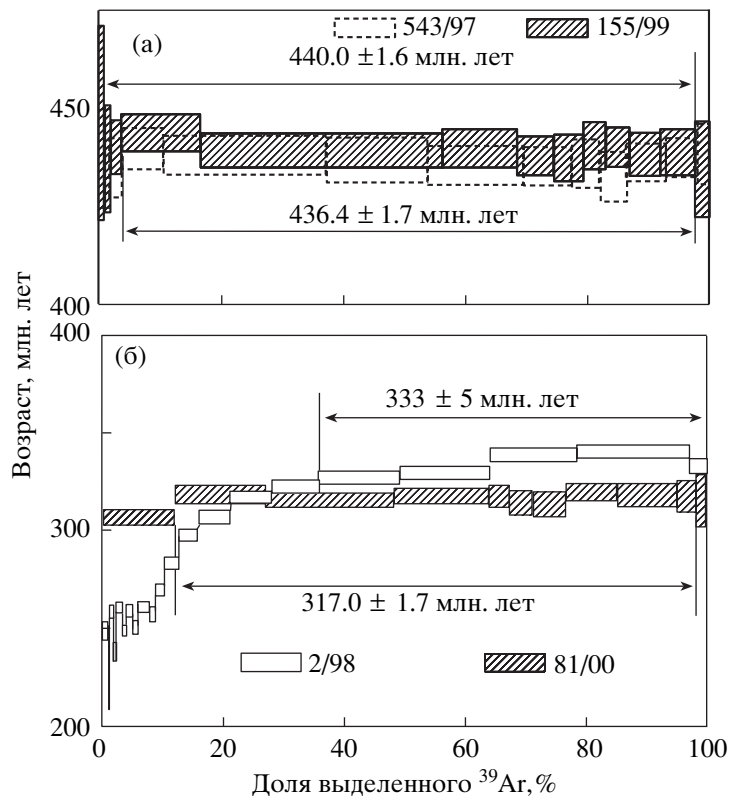


Рис. 2. ^{40}Ar - ^{39}Ar -возрастные спектры для: а – мусковита из кварц-гранат-мусковитового метасоматита района среднего течения р. Сармы (пр. 543/97), мусковита из кварц-гранат-ставролит-мусковитового метасоматита района р. Улан-Хан (пр. 155/99) Приморского разлома; б – железистого биотита из кварц-альбит-микроклин-биотитового метасоматита Оютского участка (пр. 81/00) и амазонита из пегматоидных гранитов Иркутского участка (пр. 2/98) Главного Саянского разлома.

плекса – 445 ± 10 млн. лет [4], что позволяет считать метасоматоз синдеформационным.

Для биотита (81/00) из щелочных метасоматитов Оютского участка ГСР также получен спектр с хорошо выраженным плато и значением возраста 317.0 ± 1.7 млн. лет (рис. 2 б). В то же время ферроэденит (103/98) из альбитита Китайского участка показал “седлообразный” спектр (рис. 3), что, как правило, свидетельствует в пользу присутствия в минерале избыточного радиогенного аргона [8]. В этом случае на основе минимального значения возраста в средней части спектра можно считать, что возраст формирования минерала не превышает 321 ± 5 млн. лет.

Для амазонита (2/98) с целью учета влияния избыточного радиогенного аргона, выделяющегося при декрипитизации флюидных включений в низкотемпературной части спектра, была использована предложенная Харрисоном [9] методика, основанная на повторном прогреве. Разница между возрастными ступенями, рассчитанная для парных изотермических ступеней, последовательно уменьшается от 34 млн. лет для 500°C до 2 млн. лет для 700°C (рис. 2 б). После лестницы вверх, начинающейся от значений возраста, близких 250 млн. лет, воз-

раст увеличивается до величин порядка 333 млн. лет, превышающих возраст, полученный по минералам щелочных метасоматитов. Поскольку при высоких температурах в спектре полевых шпатов возможно влияние избыточного радиогенного аргона, содержащегося в анионных дефектах кристаллической решетки [10], для достоверного определения возраста пегматоидных гранитов требуется проведение дополнительных исследований. В то же время значения возраста в низкотемпературной части спектра свидетельствуют, что окончательное охлаждение образца либо наложенное термическое событие имели место около 250 млн. лет назад.

Амфиболы из магнезиально-кальциевых метасоматитов (97/99 и 409/98) показали спектры, в которых после существенно завышенных возрастов низкотемпературной части наблюдаются плато с возрастом 309.3 ± 2.9 и 310.5 ± 1.7 млн. лет соответственно (рис. 3). Если бы влияние захваченного радиогенного аргона распространялось и на высокотемпературную часть спектра амфиболов, такое совпадение возраста плато минералов, отобранных на разных участках, было бы крайне маловероятным. Поэтому представляется логич-

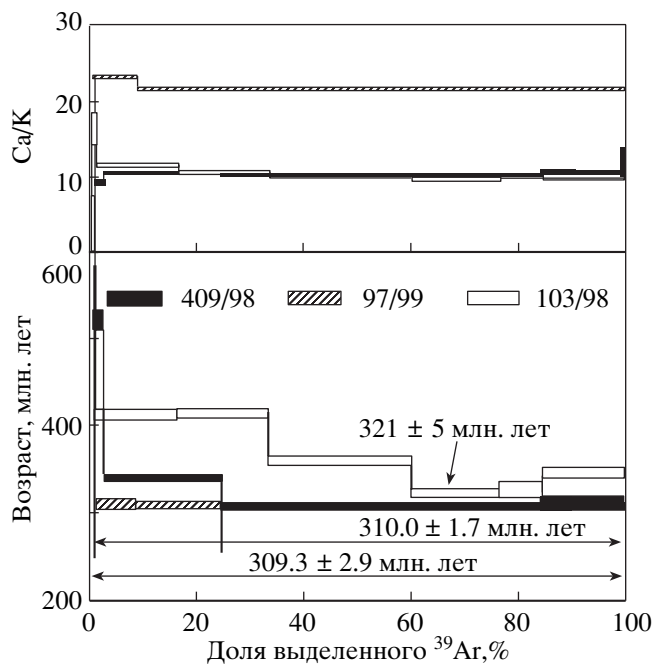


Рис. 3. ^{40}Ar - ^{39}Ar -возрастные и Ca/K-спектры для ферроэднита из альбитита Китайского участка (пр. 103/98), амфибола из гранат-шпинель-анортит-амфибол-клинопироксенового метасоматита Малобельского участка (пр. 97/99), амфибола из корунд-анортит-биотит-амфибол-клинопироксенового метасоматита Иркутского участка (пр. 409/98) Главного Саянского разлома.

ным сделать вывод о возрасте магнезиально-кальциевого метасоматизма в пределах ГСР, равном 310 ± 2 млн. лет.

Таким образом, формирование главных метасоматических формаций в Прибайкальской и Присянской ветвях краевого шва Сибирской платформы было асинхронным, с разрывом более чем в 100 млн. лет. Заложение Приморского разлома на границе кратона и коллизионной системы происходило непосредственно после завершения формирования гранито-гнейсовых куполов в Приольхонье [1] и связано с этапом завершающего сдвигового тектогенеза, проявившегося как в каледонской складчатой системе, так и на границе с ней, в фундаменте платформы [11]. В юго-восточной части ГСР щелочной и магнезиально-кальциевый метасоматоз проявились в близком временном интервале, но со значительным отрывом (около 150 млн. лет) от формирования метаморфического пояса (475–480 млн. лет [2, 3]), т.е.

формирование метасоматитов и ассоциирующихся с ними гранитоидов отражает этап позднекарибонской активизации краевого шва. Щелочной метасоматоз предшествовал магнезиально-кальциевому с разрывом в 7–10 млн. лет, при этом не исключено, что формирование щелочных метасоматитов на разных участках также происходило неодновременно, хотя и укладывалось в относительно небольшой временной интервал. В обрамлении юга Сибирской платформы близкие к полученным возрастам имеют литий-фтористые граниты Харагульского массива (хр. Хамар-Дабан) – 318 ± 7 млн. лет [12], а на восточном берегу оз. Байкал – граниты Ангаро-Витимского батолита – 290–320 млн. лет [13], возникновение которых связывают с деятельностью мантийных плюмов, входящих в состав Северо-Азиатского суперплюма [14].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64231, 02-05-64455).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
2. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. // Петрология. 1997. № 4. С. 390–393.
3. Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. // ДАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
4. Бибикина Е.В., Кориковский С.П., Селько А.И. и др. // ДАН. 1981. Т. 257. № 2. С. 462–466.
5. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 145 с.
6. Савельева В.Б., Зырянов А.С. // ДАН. 2000. Т. 370. № 6. С. 797–800.
7. Савельева В.Б., Зырянов А.С., Данилова Ю.В. и др. // ДАН. 2002. Т. 383. № 5. С. 680–683.
8. Lanphere M.A., Dalrymple G.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. № 3. P. 141–148.
9. Harrison T.M. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. V. 123. P. 95–104.
10. Harrison T.M. // Chem. Geol. (I.G.S.). 1990. V. 80. P. 219–229.
11. Федоровский В.С. // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
12. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология. 1990. Т. 7. № 4. С. 401–429.
13. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. и др. // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
14. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.