

ИЗОТОПНАЯ МИКРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ

В.А. Пономарчук, Ю.Н. Лебедев, С.В. Палесский, В.Ю. Киселева, Д.О. Шевченко

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 99-05-64648)

Вестник ОГГГН РАН № 5 т.1(15)'2000

URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/5-2000/term14

Основополагающие петрологические, геодинамические, историко-геологические концепции в значительной степени базируются на изотопно-вещественных характеристиках пород и минералов. Для исследования последних в настоящее время все чаще используются аналитические методы анализа изотопных, макро- и микрогеохимических составов (SCHRIMP, ICP-MS, синхротронное излучение, лазерная спектрометрия, микрозондовые методы) милли- и микрограммовых навесок минералов и горных пород. По результатам анализов нередко фиксируется неоднородность указанных составов. Для изотопных и геохронологических исследований последнее обстоятельство имеет большое значение, в связи, с чем возникает задача исследования гомогенности изотопных составов в пределах минеральной популяции, выделенной из единого образца породы. Отметим, что применительно к U-Th-Pb геохронологическому методу такая задача для аксессуаров: циркона (апатита, монацита и т.д.) успешно решается в каждом конкретном случае. Однако, в других изотопных и геохронологических методах (Rb-Sr, K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), использующих породообразующие (биотит, полевой шпат, роговую обманку и др.) и акцессорные (сфен, апатит) минералы подобные работы не проводились.

С этой целью для разделения и индивидуализации зерен одноименных минералов, определения в них K, Rb, Sr, Cl, Ca, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ разработаны аппаратура и методики, ос-

нованные на различии магнитных, плотностных, структурных и цветовых свойств.

В конструкции электромагнитного сепаратора особое внимание уделялось повышению градиента магнитного поля вдоль траектории движения кристаллов. Максимальное разделение траектории частиц в плоскости лотка достигалось выбором в сферических координатах углов электромагнита, лотка, величины тока электромагнита. В результате, наряду с широко используемым приемом разделения породообразующих и акцессорных минералов с контрастной магнитной восприимчивостью (электромагнит Франца), возможно дальнейшее фракционирование минералов, различающихся по этому параметру в узких пределах. Повышение разрешающей способности достигается за счет многократного прохождения отфракционированных концентратов через электромагнитный сепаратор. В результате экспериментов по электромагнитному разделению флогопитового и полевошпатового концентратов из щелочной породы (Вьетнам) получено несколько фракций. Содержания Rb и Sr (метод изотопного разбавления) во фракциях существенно различаются (табл. 1). Полученный по этим данным Rb-Sr возраст образца составляет 40.9 ± 4.7 млн. лет. В данном случае из-за большой погрешности в возрасте, временная неопределенность в формировании вещественной неоднородности составляет 4.7 млн. лет, начиная с момента кристаллизации.

Таблица 1
Изотопный состав и содержание Rb и Sr в магнитно-сепарированных фракциях

Проба Фракция №	Порода, минерал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$
R9355	Вал	336	10510	0.0927	0.70730 ± 3
VB-2	Флогопит	493	1420	1.00	0.70760 ± 7
VB-3	»	601	742	2.34	0.70838 ± 4
VB-4	»	525	1200	1.25	0.70775 ± 5
VB-5	»	496	1184	1.21	0.70755 ± 6
VB-6	»	392	4850	0.234	0.70716 ± 6
Vb-1	»	572	1047	1.58	0.70795 ± 5
Vb-5	»	570	851	1.94	0.70821 ± 7
PSh-1	Полевой шпат	310	18950	0.0473	0.70728 ± 2
PSh-2	»	309.8	19000	0.0468	0.70733 ± 3
PSh-3	»	352	19500	0.0522	0.70738 ± 4
PSh-5	»	310	17200	0.0526	0.70734 ± 7
PSh-21	»	278	32200	0.0249	0.70706 ± 3

Вывод о формировании вещественной неоднородности во время кристаллизации минералов можно получить при исследовании стандартных минеральных образцов. Исходный природный материал для последних подвергается тщательному контролю на признаки измененности и отбраковывается в случае фиксации вторичных процессов. Вариация содержания калия между фракциями ($5 \div 20$ мг) в отечественных стандартах составляет: “Биотит-70” – 30% рис.1 (максимальное содержание К-8.2%, минимальное - 6.15%); “Биотит Черная Салма” – 12% (максимальное содержание К-6.93%, минимальное - 6.21); “Биотит МСА-11” – 20% рис 2 (максимальное содержание К-6,9%, минимальное - 5.6%); “Мусковит Черная Салма” – 30% (максимальное содержание К-8.2%, минимальное - 6.56%). Отметим, что Международный стандарт Геологической службы США – “Мусковит Р-209” также характеризуется геохимической неоднородностью: отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 198-336 и 0.994-1.103 соответственно. Таким образом, косвенные данные указывают на то, что формирование вещественной неоднородности в таких породообразующих минералах как биотит и мусковит происходит на этапе кристаллизации.

Средствами изотопной микрогеохимии фиксируется и наведенная неоднородность, образовавшаяся с существенным временным отрывом (в десятки миллионов лет) от кристаллизационного периода. Особенно это наглядно видно по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектру роговой обманки из останца габброида среди гранитоидов Сорского Cu-Mo порфирового месторождения, представленного на рис. 1. Концентрат минерала в 50 мг, как видно на рис. 1, неоднороден по Ca/K отношению. Высокотемпературная фракция аргона показывает возраст 430.8 ± 2.3 млн. лет, при возрасте основной части кристаллов роговой обманки в 481.3 ± 2.3 млн. лет. Этот парадокс вполне объяс-

ним, если принять во внимание геологическую ситуацию на месторождении в целом. В его пределах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом зафиксировано ритмичное проявление эндогенных процессов: вмещающие породы - 479-480 млн. лет, 465-466, 454-455 и 421-422 млн. лет; предрудные дайки 402-405 млн. лет; субщелочные порфиры I 388-389 млн. лет, субщелочные порфиры II - 363-357 млн. лет. Приведенный перечень этапов магматизма позволяет понять смысл датировки высокотемпературных фракций $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектра. Это время преобразования некоторой части кристаллов роговой обманки за счет флюидов, которые обычно сопровождают магматизм. Время проявления последнего – 421-422 млн. лет.

Изотопной и химической неоднородностью характеризуются и акцессорные минералы. В апатите, отобранном из различных точек гранитоидного тела, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достаточно однородно и незначительно отличается от первичного изотопного состава, который является генетической меткой магматита. Однако в титанитах отобранных в таких же условиях, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ существенно варьирует. В темноцветных разностях титанита отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ самое низкое, мало отличающееся от первичного изотопного состава, характерного для гранитоида. В сосуществующих с темными светлых (бесцветных) разностях отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ высокое. Это объясняется позднемагматической перекристаллизацией (или новообразованием) титанитов в присутствии флюидов с повышенной концентрацией радиогенного стронция. Таким образом, изотопный микрогеохимический подход позволяет выявить изотопную и вещественную неоднородность породообразующих и акцессорных минералов с идентификацией кристаллизационного и послекристаллизационного этапа ее формирования.

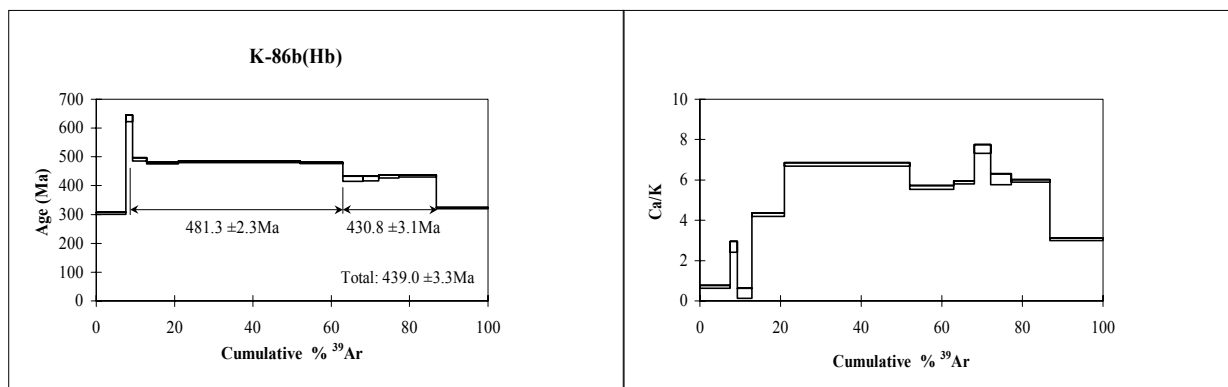


Рис.1. Возрастной аргон-аргоновый спектр и Ca/K –отношение роговой обманки