

ПЕТРОЛОГИЯ СРОСТИНСКОГО МАССИВА

Н.И. Дурманова, А.И. Гусев, Е.А. Дзагоева

Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

Сростинский гранитный массив площадью около 0,1 км² находится в нижнем течении реки Катунь в окрестностях с. Сростки. Протяженность массива с запада на восток - 0,5 км, с севера на юг - 0,2 км. По сравнению с ближайшими Белокурихинским и Айским массивами площадь Сростинского выхода гранитоидов во много раз меньше. Катунь пересекает массив почти по середине. Большая часть массива скрыта новейшими отложениями, в основном суглинками лессовидными, типичными для покровных отложений данной территории, хотя непосредственно на кровле массива гранитов развиты глины коричнево-красного цвета, которые отождествляют с корами выветривания мел-палеогенового времени. Обнажения гранитов выходят вдоль правого и левого борта реки Катунь вблизи с.Сростки. Визуально аналогичные гранитоиды обнажаются и в районе селения Баклани.

Цель исследований: выявление однородности массива, реставрация петрологического состава магматитов, характеристика флюидного режима, выявление принадлежности к ближайшим магматическим комплексам – Белокурихинскому или Айскому.

Граниты в пределах обнажений представлены светло-серыми крупно- и равномернозернистыми в сочетании с порфиоровидными разностями биотитовых гранитов. Граниты двуполевошпатовые, что определяется визуально и под микроскопом. На свежих сколах плагиоклаз белого цвета, калиевый полевой шпат даёт розовые пятна. Большая часть гранитов разбита трещинами на блоки размером в 1 - 2 м, по трещинам развито ожелезнение. Наибольшая степень ожелезнения отмечена на южном склоне г. Пикет, немного западнее устья р. Федуловка. Здесь ожелезнение окрашивает граниты в розовый цвет, а марганцовые гидрооксиды придают им неоднородный пятнистый облик. Граниты пронизаны дайками аплитов субширотного простирания с падением близким к вертикальному и мощностью 12 – 13 см, находящихся на расстоянии в 5 – 10 м друг от друга. Вблизи сближенных даек аплитов обнаружена также дайка лейкогранит-порфира розовой окраски, весьма похожая на лейкограниты Осокинского штока. Состав биотитового гранита (%): кварц – 30-32, калиевый полевой шпат – 10, плагиоклаз (олигоклаз № 13-16) – 15, микроклин-пертит – 35, биотит – 7-10, акцессорные минералы: циркон, магнетит, ортит, пирит.

В шлифах в гранитах отмечается микроклин-пертит, образующий крупные вкрапленники размером от 1 x 2 мм до 0,5 x 1 см. В микроклин-пертите отмечаются вросточки альбита, которые, как правило, пелитизированы. Плагиоклаз почти такого же размера, имеет полисинтетическую двойниковую микроструктуру. По углу погасания $c:Ng = +18^{\circ}$ относится к олигоклазу № 13-16. Плагиоклаз слабо пелитизирован и местами корродируется кварцем и калиевым полевым шпатом. Калиевый полевой шпат, вероятно, относится к несдвойникованному микроклину. Местами в нем наблюдается расплывчатая микроклиновая решетка. Кварц резко ксеноморфен. Имеет нормальное угасание. Формы близки к округлым и эллипсоидным. Размеры выделений колеблются от 1-2 до 5 мм. В местах дробления по трещинам отмечается слабо волнистое угасание. Биотит образует листочки и чешуйки размером от 1 до 3 мм. Плеохроирует от соломенно-желтого по Nr до темно-бурого до Ng. В сильно ожелезненных выветрелых и трещиноватых разностях кварц приобретает резко волнистое угасание, появляются прожилки мусковита и рудного минерала. Местами мусковит образует гнезда размером до 1 – 2 см, в которых мелкие листочки и чешуйки образуют мономинеральный агрегат иногда радиально-лучистого строения. В гнездах выделения мусковита достигают размеров до 2 мм. В таких участках изменение гранитов проявляется в появлении в них ортита.

Дайки аплитов имеют массивную текстуру. Окраска их светло-серая, иногда с розовым оттенком. Структура аплитовая с почти одинаковым идиоморфизмом кварца и полевых шпатов, иногда такая структура имеет мозаичный облик. В их составе выделяют (%): кварц – 35,

микроклин-пертит – 30-35, плагиоклаз – 10, микроклин – 20, единичные чешуйки мусковита; акцессорные минералы: магнетит, циркон. Плагиоклаз редко обладает полисинтетическим двойникованием, имеет простые двойники по альбитовому закону. По углу погасания диагностируется альбитом № 8-9 ($c:Ng = -12-13^\circ$).

На основе комплекса данных - минерального состава, сопоставления результатов силикатного и спектрального анализов пород района с. Сrostки - была установлена их принадлежность к А-типу и А1 подтипу – двуполевошпатовых субсольвусных гранитов. Химический состав гранитоидов приведен в табл.1. По содержанию щелочей их можно отнести к умереннощелочным разностям, по содержанию цветных минералов – к группе биотитовых. В ходе работы были проанализированы данные о составе биотитов (две пробы) из Сrostинского массива, сделан пересчет мас.% в формульные количества по (Авидон, 1968) и выполнен расчёт структурной формулы биотита по катионному методу. Вычислено процентное содержание Al, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, суммарное содержание Fe. На основе этого рассчитано значение коэффициентов железистости (f) и глиноземистости (l) биотитов для проб левого борта Сrostинского массива по формулам: $f = (Fe + Mn) / (Fe + Mn + Mg) \cdot 100\%$; $l = Al / (Al + Fe + Mg + Si) \cdot 100\%$ (Авидон, 1968).

По данным диаграммы Al-Mg-Fe составы биотитов гранитов Сrostинского массива наиболее близки к истонит-сидерофиллитовому ряду (по классификации М. Форстера) (рис.1). Для Сrostинских гранитов характерна повышенная глиноземистость: Ср-1 - 31 % и Ср-2 – 31,6 %, пониженная железистость биотитов Ср-1=59,2 %, Ср-2=57,1 %. Образование пород Сrostинского массива происходило в условиях пониженной щелочности среды и невысокой температуры: для Ср-1 $T = 780^\circ C$, а для Ср-2 $T = 785^\circ C$. Фугитивность кислорода практически одинакова: для Ср-1 $lg fO_2 = -2$, для Ср-2 $lg fO_2 = -1,5$ (рис.2), что связано с их одинаковыми условиями формирования. Зная общую железистость биотитов, глиноземистость и отношение гидроксильной группы к фтору, можно определить петрогенетический тип гранитоидов (рис.3) (Гусев, 2000).

1. Химические составы пород в Сrostинском гранитном массиве, мас.%

Компоненты	Биотитовый гранит (3852-2), правый борт р.Катуни	Биотитовый гранит (Ср-1) левый борт р.Катуни	Биотитовый гранит (Ср-2), левый борт р.Катуни	Аплит, дайка (3852-4) правый борт р.Катуни	Аплит, дайка (Ср-7) левый борт р.Катуни	Биотит Ср-1	Биотит Ср-2
SiO ₂	69,96	71,85	70,96	76,51	75,50	36,78	37,20
TiO ₂	0,45	0,42	0,48	0,05	0,41	3,52	2,75
Al ₂ O ₃	14,98	13,95	14,56	13,36	13,02	14,54	14,27
Fe ₂ O ₃	2,97 (общ.)	1,50	1,65	0,35 (общ.)	0,46	8,97	8,85
FeO		2,01	2,28		0,80	10,01	9,58
MnO	0,15	0,09	0,11	0,11	0,04	0,42	0,45
MgO	0,81	0,43	0,50	0,12	0,16	10,30	10,85
CaO	2,05	1,29	1,32	0,31	0,65	0,20	0,21
Na ₂ O	2,70	2,68	2,96	3,91	3,11	0,25	0,30
K ₂ O	5,95	5,72	5,63	4,93	5,41	9,45	9,38.
P ₂ O ₅	0,51	0,12	0,15	0,21	0,04	0,44	0,42
BaO	0,022	-	-	0,018	-	-	-
F	-	-	-	-	-	1,35	1,42
Cl	-	-	-	-	-	0,1	0,11
ппп	-	-	-	0,20	-	2,65	3,24
сумма	100,55	100,06	100,60	101,08	99,60	98,98	99,03

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ОИГТиМ СО РАН (г. Новосибирск).

Для Ср-1 и Ср-2 общая железистость составляет 59,2 и 57,1 соответственно, глиноземистость биотитов - 31 и 31,6 %, а отношение ОН/Ф составляет для Ср-1 – 10,2, а для Ср-2 – 9,8. На диаграмме (рис. 3) видно, что по составу биотита Сростинские граниты попадают на границу гранитов А- и S- типов (по классификации А.И. Гусева). С учетом обстановки, в которой происходит формирование массива, мы отнесли его к анорогенным гранитам А-типа. Разнообразие полевых шпатов в Сростинских гранитах позволяет отнести их к А2-подтипу – двуполевошпатовые субсульфусные граниты [2].

Соотношение $Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg$ в биотитах Сростинского массива указывает на высокий окислительный потенциал условий образования (рис.4); они попадают в поле выше магнетит-гематитового буфера. Это подтверждается также данными диаграммы $lg fO_2 - T$.

Граниты различаются не только составом главных породообразующих элементов, но и содержанием элементов-примесей. Данные микроэлементного состава Сростинского гранита, а также гранитов белокурихинского и айского комплексов приведены в табл. 2. Для их анализа использовалась систематика, разработанная Д.А. Минеевым (1969), который установил, что

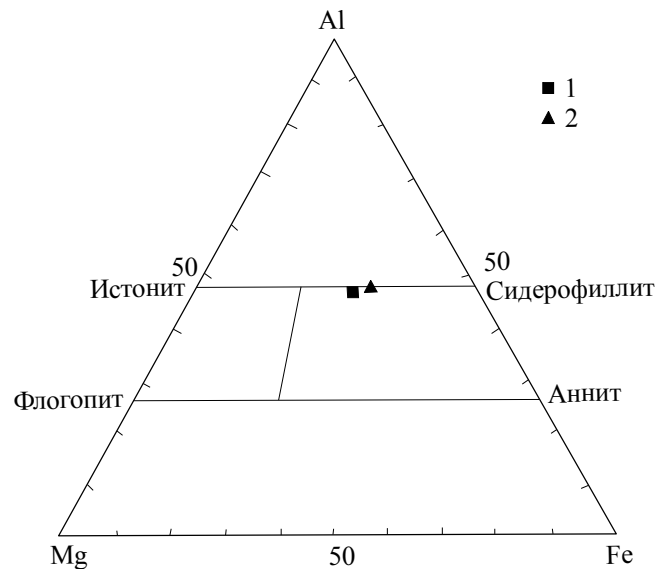


Рис. 1. Классификационная диаграмма состава слюд группы биотита-флогопита в координатах Al-Fe-Mg.

1- Ср-1, 2- Ср-2 – биотитовые граниты Сростинского массива.

2. Микроэлементный состав гранитоидов, г/т

Элементы	Сростинский массив		Белокурихинский комплекс			Гранит Айского комплекса
	Гранит Ср-1	Гранит-аплит Ср-2	Гранит 2 фазы	Гранит 2 фазы	Аплит	
Li	55,5	63,4	132	134	13	55
Rb	238	247	438	272	513	145
Sr	34	15	127	156	13	280
Ba	28	22	265	381	21	310
La	5,5	5,1	32,1	37,81	7,4	74
Ce	11,1	11,5	70,8	83,2	17,3	97
Pr	1,3	1,2	2,1	1,9	0,86	—
Nd	4,5	4,3	29,5	30,4	11,5	29
Sm	1,1	0,95	5,81	4,51	3,5	5,5
Eu	0,6	0,47	0,61	0,82	0,08	1,21
Gd	0,90	0,81	4,52	4,68	4,8	4,1
Tb	0,22	0,18	0,68	0,70	1,02	0,61
Dy	0,31	0,85	2,1	1,9	0,88	1,2
Ho	0,21	0,19	0,25	0,24	0,20	—
Er	0,70	0,71	1,09	0,97	0,67	—
Tm	0,15	0,13	0,49	0,44	0,11	0,2
Yb	2,5	1,4	1,44	1,30	7,3	1,6
Lu	0,20	0,18	0,23	0,21	1,23	0,25

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск)

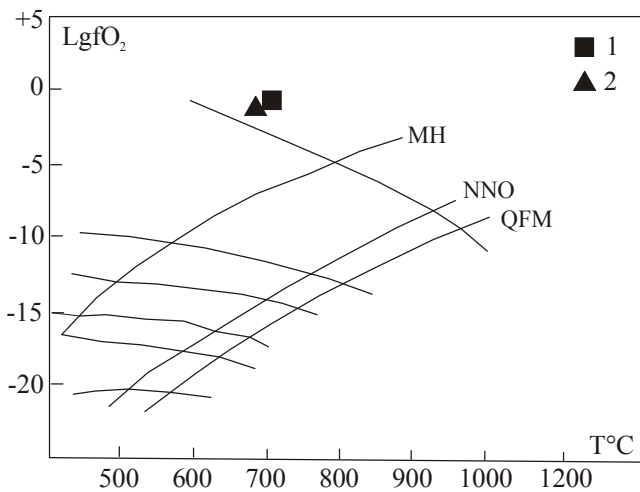


Рис.2. Диаграмма зависимости температуры кристаллизации магм и фугитивности кислорода.

Окислительно-восстановительные буферы: МН – магнетит-гематитовый, QFM – кварц-фаялит-магнетитовый, NNO – никель-бунзенитовый. 1 - Ср-2, 2 - Ср-1 – биотитовые граниты Сростинского массива.

ние лантановая (La – Nd), за второй – иттриевая (Sm – Ho), а за третьей – скандиевая (Er – Lu) (Минеев, 1969).

Сумма элементов лантановой подгруппы в гранитах Ср-1 равна 22,4 г/т, в Ср-7 – 22,1 г/т. В иттриевой подгруппе сумма элементов меньше: в Ср-1 - 3,34 г/т, в Ср-7 – 3,45 г/т, скандиевая подгруппа в Ср-1 - 3,55 г/т, в Ср-7 – 2,06 г/т. Общая сумма редкоземельных элементов в Ср-1 равна 29,29 г/т, а в Ср-7 - 27,61 г/т, что характерно для гранитов А-типа. Соотношение между легкими лантановыми элементами и тяжелыми скандиевыми для Ср-1 составляет 6,31, а для Ср-7 – 10,73, т.е. в гранитах больше доля тяжелых редкоземельных элементов.

Спектр распределения РЗЭ в породах Сростинского массива (рис. 5) имеет вогнутый характер. Заметен позитивный максимум европия. Это свидетельствует об отсутствии фракционирования полевых шпатов в процессе дифференциации магмы, формирующей Сростинский массив. Позитивная аномалия по европию подтверждается высокими значениями Eu/Eu^* - 0,13 и 0,12 (табл. 3). В то же время в гранитоидах анализируемого массива наблюдается отчетливая негативная аномалия по тяжёлым лантаноидам - диспрозию и лютецию. Обращает также на себя внимание позитивная аномалия по иттербию. Скорее всего, она связана с тем, что формирование Сростинского массива происходило из источника, близкого к обогащенной мантии типа EM II. Аналогичное происхождение наблюдается для гранитов Айского массива, происхождение которого также связывается с процессами, связанными с выплавлением из первичного источника обогащенной мантии, а также контаминацией корового материала (Емельянова, 2005).

Из проведенных расчетов видно, что отношение Sr/Eu в Ср-1 больше, чем в Ср-7,

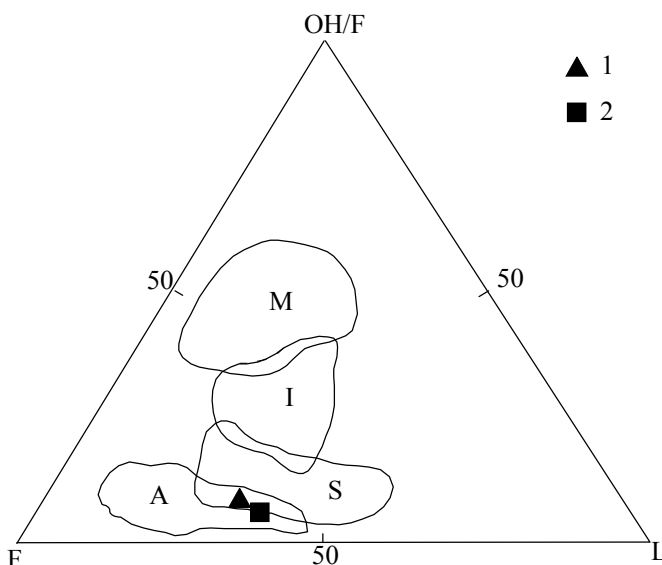
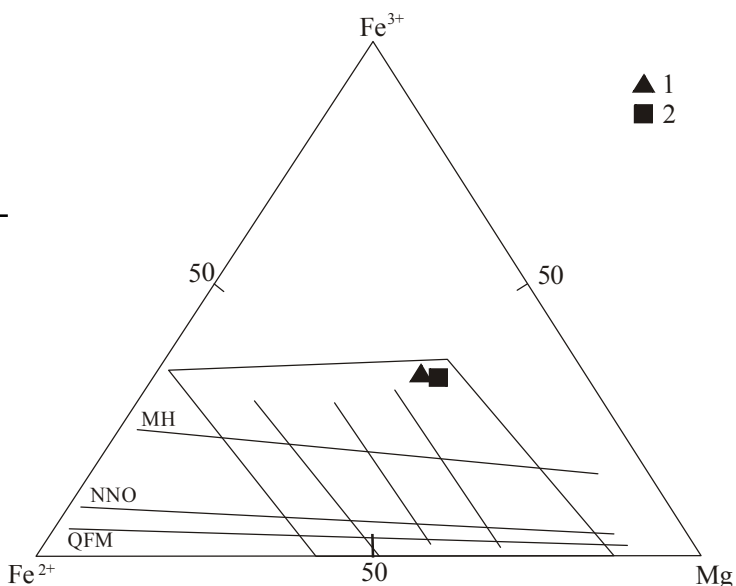


Рис. 3. Диаграмма f – L - OH/F по (Гусев А., Гусев Е., 2000) в биотитах гранитов Сростинского массива.

1 – Ср-1, 2 – Ср-2 – биотитовые граниты Сростинского массива. Группа петрогенетических типов гранитоидов: М – мантийные СОХ, задуговых бассейнов; I – мантийно-коровые островных дуг, трансформных, активных континентальных окраин, коллизионных обстановок; S – коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок и комплексов метаморфических ядер; А – мантийно-коровые и мантийные анорогенных обстановок; f – общая железистость биотитов; l – глиноземистость биотитов; OH/F – отношение гидроксильной группы к фтору в составе биотитов.

Рис. 4. Диаграмма: Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg биотитов Сrostинского массива:

1 - Ср-1, 2 - Ср-2. Окислительно-восстановительные буферы: МН – магнетит-гематитовый, QFM – кварц-фаялит-магнетитовый, NNO – никель-бунзенитовый.



но отношение La/Lu , наоборот, увеличивается в Ср-7, т.е. подтверждается выше сказанное о процессах фракционирования в магме в ходе кристаллизации: граниты обогащены более тяжелыми элементами, дайка – более легкими. В отличие от хондритов в породах Сrostинского массива происходит уменьшение отношений Sr/Eu , Eu/Eu^* и увеличение отношения La/Lu . Последнее отношение характеризует резкое, в 3 раза, увеличение легких элементов относительно тяжелых по сравнению с хондритами.

Сравним содержание редкоземельных элементов в Сrostинском массиве с Белокурихинским и Айским. В Белокурихинском массиве отношение элементов легкой лантановой подгруппы к тяжелой скандиевой подгруппе равно 41,3 и 79,8, что значительно больше, чем в Сrostинском массиве. В Айском массиве это отношение еще выше – 97,5. Спектр распределения редкоземельных элементов в Айском массиве также имеет вид вогнутой плавной кривой, более сглажен, чем для Сrostинских гранитов. Нормированные по хондритам содержания в Айском массиве превышают аналогичные для Сrostинского массива. Особенно высоки содержания элементов лантановой подгруппы. Не наблюдается и максимумов по европию и иттербию. Спектр редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, в Белокурихинском массиве имеет иной, чем в Айском, характер - более скачкообразный. На общем фоне понижения содержаний от лантана к тяжелым элементам выделяются максимумы неодима, гадолиния и туллия. Хотя максимумы элементов в Сrostинском и в Белокурихинском массивах не совпадают, характер линий спектров у них достаточно схож. Отношение Ce/Yb значительно меньше в сrostинских гранитах, чем в Белокурихинском массиве (13,2)(Волбенко, 2005) и составляет для Ср-

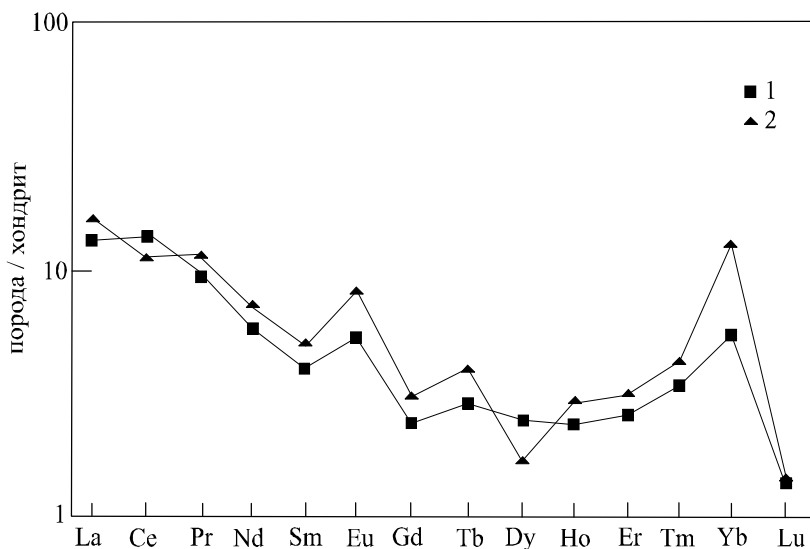


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ в породах Сrostинского массива.

Биотитовые граниты Сrostинского массива: 1 - Ср-1, 2 - Ср-7.

3. Отношения некоторых РЗЭ в породах Сростинского массива

Параметры	Ср-1	Ср-2	В хондрите
Sr/Eu	56,7	31,9	83,4
La/Lu	27,5	28,3	9,55
Eu/Eu*	0,13	0,12	0,27

1 – 4,4, а для Ср-7 – 8,2, опять видна большая доля тяжелых редкоземельных элементов в Сростинском массиве. Кроме того, это отношение указывает на значительную дифференциацию редкоземельных элементов.

Сравнение по редким элементам (LILE). Содержания рубидия в Сростинском массиве (238-247 г/т) близки, но немного ниже, чем в Белокурихинском комплексе (272 – 513 г/т), и выше, чем в Айском (145 г/т). Лития (55 - 63,4, г/т) меньше, чем в гранитах 2 фазы Белокурихинского комплекса (13 – 132 г/т), но приблизительно одинаково с гранитами Айского комплекса (55 г/т). Отношение Rb/Sr для Ср-1 составляет 7, а для аплитов (Ср-7) – 16,47. По сравнению с Белокурихинским массивом (в гранитах 1,7 - 3,4, в аплитах - 39) в Сростинском массиве больше доля тяжелых элементов и выше отношение Rb/Sr. В Айском массиве это отношение самое низкое – 0,5.

Сростинский массив не велик по размерам, вряд ли он представляет самостоятельный массив. Скорее всего он является спутником более крупных массивов. Ближайшие к нему – это Белокурихинский и Айский. Чтобы выяснить происхождение Сростинского массива сравним полученные нами данные с имеющимися по айскому и Белокурихинскому комплексам. Данные приведены в табл. 4. Судя по полученным данным нельзя однозначно отнести Сростинский массив к какому-либо из ближайших.

Общее для всех трех массивов. Пониженная железистость, повышенная глиноземность, в структуре биотитов низкие показатели алюминия октаэдрической координации, солидус пород осуществлялся выше магнетит-гематитового буфера. Биотиты по составу относятся к истонит-сидерофиллитовому ряду. По петрохимическому и редкометальному составу породы относятся к А-типу (по классификации А.И. Гусева).

Различия. Породы айского и сростинского комплексов локализуются вблизи обогащенно-

4. Параметры Сростинского, Белокурихинского и Айского массивов

	Пробы	f	l	Al ^{VI}	T, °C	PM индекс	Ba/Sr	(La/Yb) _N	Sr/Eu	La/Lu	Eu/Eu*	Ce/Yb
Сростинские граниты	Ср-1	59,2	31	0,13	780	0,95	1	0,46	56,7	27,5	0,13	4,4
	Ср-2	57,1	31,6	0,06	785	—	—	—	—	—	—	—
	Ср-7	—	—	—	—	2,1	1,5	0,76	31,9	28,3	0,12	8,2
	3852	—	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—	—
Айские граниты [7]	Гранит	—	—	—	—	406,8	1,1	3,5-5,1	—	—	—	—
Белокурихинские граниты [6]	Гранит	62	31	0,05	760	—	2,1	4,64	208,2	139,6	0,30	13,2
	Гранит Курановского штока	66	25	0,39	640-660	—	2,4	—	190,2	180,0	0,23	—
	Аплит Осокинского штока	—	—	0,34-0,39	640-660	—	1,6	—	162,5	6,0	0,13	—

Примечание. РМ индекс – редкометальный индекс

го мантийного источника типа EM II, а по Белокурихинскому массиву таких данных нет. Сростинский массив отличается более высокими температурами образования, обогащен тяжелыми редкоземельными элементами. Минералогический состав гранитоидов Сростинского массива и характер распределения РЗЭ больше схож с таковыми Белокурихинского массива, хотя имеет свои особенности. Главной чертой Сростинского массива в отличие от Айского является то, что последние относятся к высоко-барий-стронциевому типу А-гранитов (Гусев, 2007), а в сростинских гранитоидах концентрации бария и стронция весьма низки. Ряд исследователей наряду со стандартными I, S, A и M- типами выделяют самостоятельный тип NiBaSr (высоко-барий-стронциевый) (Fowler et al., 1996, 2001; Muir et al., 1997), который обнаружен в составе Айского массива и отсутствует в Белокурихинском и Сростинском.

Выводы.

Сростинский массив формировался при высоких температурах, его источник близок мантийному источнику типа EM II. Это позволяет предположить, что гранитоиды Сростинского массива формировались в обстановке функционирования Сибирского суперплюма (Гусев, 2007), активно проявлявшегося в пермо-триасовый период. Генерация магматитов массива происходила в условиях высокого окислительного потенциала и низкого изостатического давления, что указывает на гипабиссальный характер становления массива. Породы отличаются большой долей тяжелых редкоземельных и высокозарядных (HFSE) элементов. В целом породы близки по некоторым характеристикам к гранитоидам Белокурихинского плутона. А эта близость указывает на возможность обнаружения в Сростинском массиве на глубине пегматитов и грейзенов с редкометалльным оруденением.

Литература

1. Авидон В.П. Таблицы для пересчета весовых процентных содержаний окислов в формульные и атомные (ионные) количества. – Изд-во “Недра”, 1968. 107 с.
2. Волбенко Е.В., Гусев А.И. Петрология и рудоносность Белокурихинского плутона // Бюллетень ”Природные ресурсы Горного Алтая”, 2005, №2. С. 69-74.
3. Гусев А.И. Петрогенетические типы гранитоидов Горного Алтая и связанное с ними оруденение // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. В 2-х т. Т. I. -Томск: ТГУ, 2000. С. 55-57.
4. Гусев А.И. Геохимия и петрология аппинитовой ассоциации пород Горного Алтая // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Иркутск, 2007. С. 123-124.
5. Гусев А.И., Гусев Е.А. Типизация гранитоидов по составу биотита // Материалы 2 Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века». – Сыктывкар, 2000. Т.2. С. 267-270.
6. Емельянова Ю.В., Гусев А.И. Петрология и рудоносность интрузивов Айского комплекса // Бюллетень ”Природные ресурсы Горного Алтая”, 2005, №2. С. 62-69.
7. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. – М.: Изд-во «Недра», 1969. 184 с.
8. Fowler M.B., Henney P.J. Mixed Caledonian appinites magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis // Contrib. Mineral Petrol, 1996, vol. 126. P. 199-215.
9. Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland // Journ. Geol. Society, London, 2001, vol. 158. P. 521-534.
10. Muir R.J., Ireland T.R., Bentley M.R., Fitches W.R., Maltman A.J. A Caledonian age for the Kirolan Bay appinite intrusion on Colonsay, Inner Hebrides // Scottish Journ. Geol., 1997, vol. 33. P.75-83.