ГЕОХИМИЯ, U-PB ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ МАЙОРСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.И. Гусев, А.И. Гусев[1]
Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург
[1]Алтайский гос. гум.-пед. ун-т им. В.М. Шукшина, г. Бийск

Майорский массив является петротипическим для одноименного гипабиссального комплекса габбро-гранодиорит-гранитового состава,сопровождающего вулканические ареалы повышенной щелочности [Корреляция…, 2000]. Майорский комплекс представляет собой сложнодифференцированную габбро-гранитоидную серию в составе четырех фаз внедрения в гомодромной последовательности от габброидов до лейкогранитов [Корреляция…, 2000]. Отличительной особенностью комплекса является присутствие в его составе щелочных гранитов. В Майорском ареале интрузивы комплекса (Майорский, Чальский, Чесноковский, Вагинский, Иванихинский) образуют в юго-восточной части Чарышско-Чуйской СФЗ компактный ареал площадью порядка 500 км^2.

Геологическое строение. Петротипический Майорский массив и мелкие его спутники представляют собой изометричные в плане тела штокообразной формы (рис. 1). Площадь

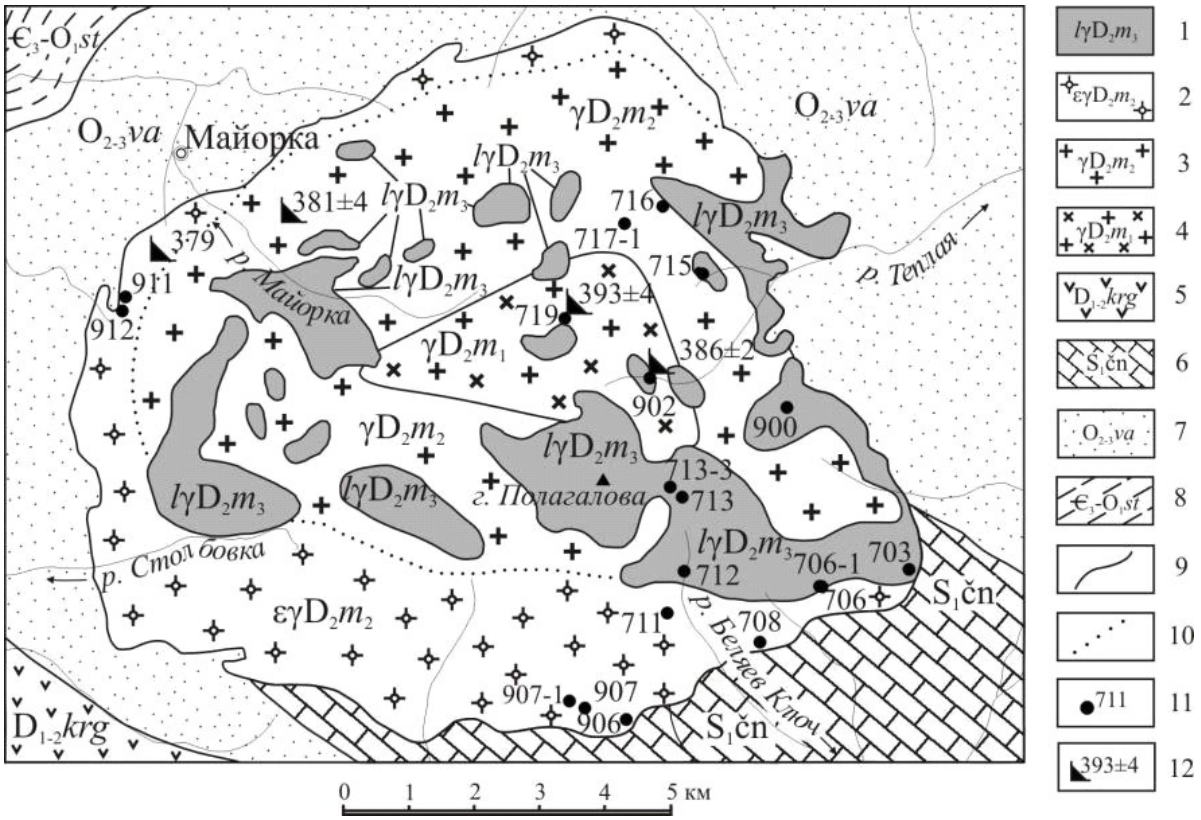

Рис. 1. Геологическая карта района Майорского массива.

1 – граниты мелкозернистые биотитовые лейкократовые порфировидные (третья фаза); 2 – граниты среднезернистые амфибол-биотитовые моношпатовые умеренно щелочные и щелочные амфиболовые моношпатовые; 3 – граниты биотитовые двуполевошпатовые низкоглиноземистые низкоанортитовые, 4 – граниты порфировидные мелко-среднезернистые амфибол-биотитовые двуполевошпатовые (первая фаза); 5 – коргонская свита: туфы, игнимбриты и лавы кислого, редко среднего состава, пирокласто-осадочные породы; 6 – чинетинская свита: известковистые песчаники, алевролиты, известняки; 7 – верхнеануйская серия: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 8 – суеткинская свита: пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 9 – геологические границы; 10 – фациальные границы; 11 - места отбора проб и их номера; 12 – пункты определения возраста U-Pb методом по циркону и результаты датирования в млн лет.

Рис. 2. Обнажения гранитов Майорского массива.
(а) – грубо неравномернозернистые меланограниты первой фазы с жилами аплитов (обн. 719); (б) – ксенолиты монцонит-порфиров (m) в лейкогранитах (lg) третьей фазы (обн. 713).

массива составляет 115 км^2. Вмещающие породы представлены известковистыми песчаниками, алевролитами, известняками среднего-верхнего ордовика. В юго-восточной части массив прорывает аналогичные отложения силурийского возраста. Контакты с вмещающими отложениями резкие рвущие с четким контактным швом. Известковистые алевролиты ороговикованы в экзоконтактовой полосе на северо- и юго-западе шириной 1 км, на западе 1,5 км, на востоке 3-4 км. На север полоса ороговикованных пород прослеживается на расстояние 8-10 км,что указывает на пологое погружение кровли массива в этом направлении. В 6 км от Майорского массива в бассейне р. Чалы вблизи шовной зоны Чарышско-Теректинского разлома обнажается второй небольшой выход щелочных гранитов – Чальский массив. В контактовом ореоле отмечается развитие гранат-везувиан-пироксеновых и эпидот-амфиболовых скарнов с магнетитом, флюоритом и халькопиритом. Площади распространения интрузивов сопровождается положительным магнитным полем и пониженными значениями гравитационного поля.

Майорский массив имеет асимметрично-зональное строение и сложен гранитами трех фаз внедрения (габброиды первой фазы в его составе отсутствуют). Первая фаза массива представлена меланократовыми, близкими к адамеллитам, порфировидными неравномернозернистыми (от грубозернистых до мелко-среднезернистых) амфибол-биотитовыми гранитами (рис. 2, а), составляющими примерно 10% площади массива. Главная (вторая) фаза, занимает ~ 65% площади массива и представлена тремя разностями гранитов: (1) биотитовыми двуполевошпатовыми (47%), (2) амфибол-биотитовыми с переменным соотношением альбита и щелочного полевого шпата (18%), (3) щелочными амфиболовыми гранитами (10%). Главная фаза плутона сложена преобладающими субсольвусными (двуполевошпатовыми) биотитовыми гранитами и гиперсольвусными (моношпатовыми микроклин-пертитовыми) умереннощелочными амфибол-биотитовыми гранитами и щелочными амфиболовыми гранитами, связанными между собой постепенными переходами. Количественно преобладающие биотитовые граниты слагают центральную и восточную части интрузива. В северном эндоконтакте массива граниты главной фазы представлены среднезернистыми альбитизированными биотит-амфиболовыми гранитами с постепенным переходом в обычные биотитовые граниты внутренних частей интрузива. В эндоконтакте массива и апофизах развиты амфиболовые кварцсодержащие альбититы с переменным (1-20%) количеством амфибола. В южной и западной частях интрузива биотитовые граниты постепенно переходят в щелочные амфиболовые разности эндоконтактовой зоны. Наибольшей ширины (700 м) она достигает в юго-западной части массива..

К третьей, заключительной, фазе (25%) относятся мелкозернистые лейкократовые биотитовые неравномернозернистые граниты (рис. 2, б) и гранит-порфиры плащеобразных тел и даек, залегающих среди гранитов двух первых фаз. Дайковая и жильная серия представлена маломощными телами риолит-порфиров, микрогранитов, аплитов, диорит-порфиритов, микродиоритов и щелочных гранит-порфиров. Концентрически зональное строение массива обусловлено размещением в центральной части крупного останца (5х2 км) гранитов первой фазы, окруженного гранитами второй фазы (рис.1).

Петрография. Меланократовые граниты первой фазы субсольвусные, сложены преобладающим концентрически зональным плагиоклазом (An_{15}) – 35%), кварцем (30%) и крупными изометричными зернами микроклин-пертита (25%). Темноцветные минералы (10-15%) представлены крупночешуйчатым буровато-коричневым биотитом и редкими выделениями сине-зеленого амфибола. Самостоятельные зерна амфибола почти полностью хлоритизированы. Характерны крупные зерна сфена удлиненной формы.

Субсольвусные граниты второй (главной) фазы Майорского массива состоят из грубопертитового щелочного полевого шпата (45%), кварца (33%), плагиоклаза (An_{0-16} - 15%), высокожелезистого (*f* 64-96) низкоглиноземистого биотита (15%), амфибола ряда катафорит-рибекит-озаннит (5-8%), пироксена (салит, титанавгит, эгирин-авгит - менее 5%). Часто отмечается графическая, микропегматитовая структура. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, флюоритом, ортитом, колумбитом, сфеном, чевкинитом, фергюсонитом, бастнезитом, касситеритом.

Щелочные гиперсольвусные граниты сложены преобладающим микропертитовым полевым шпатом (50-60%), в значительном количестве (до 30-35%) отмечается кварц. Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевой шпат характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании последнего. Дифрактометрия полевых шпатов позволяет относить их к варьирующему ряду от $Ab_{45}Or_{55}$ до $Ab_{60}Or_{40}$ [Шокальский, 1990]. При этом в микропертитовых кристаллах отмечается несколько более высокая доля альбитовой фазы. Характерным темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределённый в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 10% при среднем значении 6-8%. Спорадически отмечаются астрофиллит и эгирин. Амфибол рибекитового ряда представлен крупными (до 0,5-1 см) удлинённо-призматическими кристаллами почти чёрного цвета с буровато-синим оттенком. В качестве акцессориев в рибекитовых гранитах присутствуют ильменит (до 1600 г/т), пирит, халькопирит, флюорит, ортит, циркон (бурый и бесцветный), эпидот, гранат, сфен, фергюсонит, пирохлор. Резкое преобладание ильменита и отсутствие магнетита и гематита в рибекитовых гранитах указывают на более восстановительные условия их кристаллизации. По этому параметру рибекитовые граниты относятся к ильменитовой серии. В порфировидных гранитах третьей фазы встречаются крупные автолиты мелкозернистых амфиболовых кварцевых монцонит-порфиров. Эти породы, вероятнее всего, относятся к наиболее ранним основным разностям 2 фазы массива. Они подвергаются ассимиляции гранитами 3 фазы, в результате чего гибридные гранит-порфиры по химическому составу тяготеют к этим гранитам.

Лейкократовые граниты третьей фазы образуют многочисленные субгоризонтальные и куполовидные тела, расположенные в основном в средней части массива. Они сложены мелкозернистыми порфировидными биотитовыми лейкократовыми гранитами с небольшими (до 0,5 см) вкрапленниками плагиоклаза, калишпата, кварца. Структура гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Биотит лейкогранитов имеет мечевидный габитус и отличается высокой железистостью (*f* до 72,4). Также характерно обилие миароловых пустот, в которых изредка отмечаются флюорит, шеелит, пирит, халькопирит.

Петрогеохимическая характеристика. По соотношению SiO_2, CaO, Na_2O и K_2O [Streckeisen, LeMaitre, 1979] породы первой фазы (mg# 47-48) классифицируются как монцограниты, а также как гранодиориты, адамеллиты и кварцевые монцониты (рис. 3). Само-

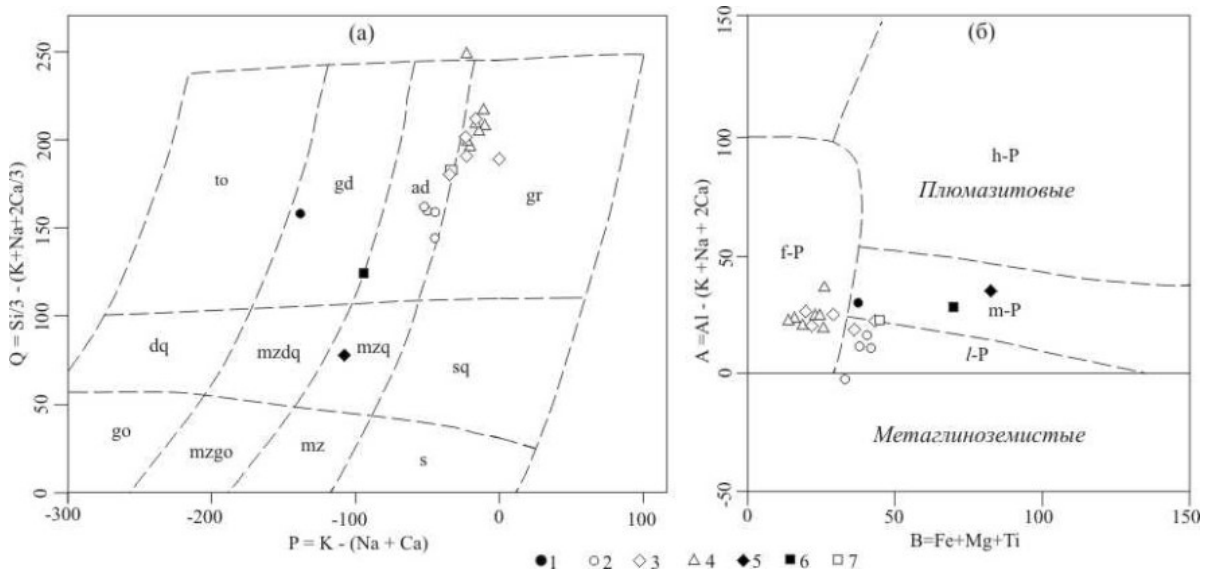

Рис. 3. Положение гранитоидов Майорского массива на классификационных петрохимических диаграммах.

1 – меланограниты первой фазы; 2 – щелочные граниты 2 фазы; 3 – умеренно щелочные биотитовые граниты 2 фазы; 4 – лейкограниты 3 фазы; 5 – ксенолиты кварцевых монцонитов и 6 –монцонит-порфиров; 7 – гибридные граниты третьей фазы с ксенолитами монцонит порфиров.

(а) Q – P по [Debon, Le Fort, 1983], (б) A– B по [Villaseca et al., 1998]. Поля на диаграмме (а) слева направо и сверху вниз: to – тоналит (трондъемит), gd – гранодиорит, ad – адамеллит, gr – гранит, dq – кварцевый диорит (кварцевое габбро – кварцевый анортозит), mzdq – кварцевый монцодиорит, mzq – кварцевый монцонит, sq – кварцевый сиенит, go – габбро (диорит – анортозит), mzgo – монцогаббро (монцодиорит), mz – монцонит, s – сиенит. Поля гранитов, на диаграмме (б): h-P – сильноплюмазитовые, m-P – умеренноплюмазитовые, l-P – слабоплюмазитовые, f-P – плюмазитовыев ысококремнеземистые. Линия между полями m-P и l-P разделяет граниты I- и S-типов.

стоятельное положение в поле адамеллитов занимают щелочные граниты из южной зоны эндоконтакта массива. В порфировидных лейкогранитах третьей фазы встречаются крупные ксенолиты мелкозернистых амфиболовых кварцевых монцонитов (рис. 2, б). Эти породы (mg# 33-37), вероятнее всего, относятся к наиболее ранним основным разновидностям 2 фазы массива. Они подвергаются ассимиляции гранитами третьей фазы, в результате чего гибридные гранит-порфиры (6 на рис. 1а) тяготеют к полю гранитов третьей фазы. Обращают на себя внимание низкие содержания Mn (0,03-0,1 мас.%) во всех породах и высокие содержания Zr (334-416 ppm) в щелочных гранитах.

Согласно геохимической классификации гранитоидов [Frost et al., 2001], в Майорском массиве преобладают магнезиальные породы, к железистым относятся граниты 2 фазы, в том числе щелочные. По содержанию K_2O преобладают породы высококалиевой известково-щелочной серии, только ксенолиты монцонит-порфиров являются щелочными и принадлежат шошонитой серии. Гранитоиды Майорского массива плюмазитовые (A/CNK= 1,04 – 1,18), кроме граносиенитов (пр. 708, A/CNK=0,99). Более меланократовые разности сильнее пересыщены глиноземом (на рис. 3, б занимают поле m-P). На диаграмме [Sylvester, 1989] преобладают сильно фракционированные известково-щелочные граниты, к щелочным относятся рибекитовые граниты 2 фазы. Нефракционированными известково-щелочными гранитами являются граниты первой фазы. Недосыщенность глиноземом фиксируется только в щелочных гранитах из зоны эндоконтакта. Биотитовые граниты 2 и лейкограниты 3 фаз пересыщены кремнеземом и располагаются в поле f-P (рис. 3, б).

При нормализации содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии отмечаются низкие, но ровные содержания крупноионных литофилов (рис. 4). Выделяются положительные аномалии K, Cs, Rb, La, Ce, Zr, Hf, Sm, резко выраженные отрицательные аномалии Ba, Sr, P, Ti, слабее Ta, Nb. Содержания РЗЭ находятся в узком диапазоне (Σ РЗЭ 150-190 ppm) с примерно одинаковой степенью фракционированности ($(La/Yb)_N$8.3 – 9.4) и чет-

1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в гранитоидах

№№ проб	719	713-1	713-3	708	906	907-1	703	706	711	712
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2, мас. %	72,8	61,8	67,6	73,3	73,3	72,0	75,5	74,4	75,8	75,9
TiO_2	0,32	0,61	0,56	0,25	0,23	0,22	0,15	0,2	0,17	0,16
Al_2O_3	14,2	19,2	16,2	13,9	13,8	14,5	13,2	13,5,	13	13,2
Fe_2O_3	1,0	1,57	0,8	0,84	1,58	1,07	0,43	0,75	0,95	0,64
FeO	1,0	2,19	2,15	0,77	0,77	1,08	0,77	0,77	0,38	0,61
MnO	0,063	0,10	0,097	0,057	0,061	0,061	0,03	0,033	0,051	0,034
MgO	0,51	1,0	0,94	0,35	0,29	0,27	0,3	0,54	0,2	0,17
CaO	1,36	2,67	1,63	1,2	0,29	0,74	0,68	1,02	0,6	0,52
Na_2O	3,38	4,75	4,6	4,06	4,4	4,31	3,46	3,33	3,29	3,54
K_2O	4,63	4,42	3,92	4,77	4,80	5,05	4,86	4,81	4,83	4,78
P_2O_5	0,1	0,21	0,15	0,063	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
п.п.п.	0,59	1,25	1,07	0,40	0,41	0,71	0,48	0,62	0,63	0,46
Сумма	99,95	99,77	99,72	99,96	99,93	99,99	99,86	99,97	99,90	100,01
Th, ppm	19,8	11,2	18,3	16,3	17,1	14,6	33,9	25,4	27	29,4
U	2,58	9	4,2	2,72	2,56	2,05	3,27	3,23	4,4	3,32
Rb	216	404	214	210	179	167	217	236	284	285
Cs	7,36	16	5,39	2,78	3,01	2,72	4,13	4,44	7,11	5,04
Ba	268	492	382	282	221	210	128	282	128	109
Sr	116	417	243	101	46,7	56,7	76,4	102	44,9	47
La	42,2	33,8	56,8	50,4	67,1	72,9	38,1	29,2	42	50,9
Ce	85,7	74,5	117	116	127	147	79,7	80,9	92,3	90,3
Pr	8,81	9,03	12,5	14	15,8	16,5	7,93	6,62	8,37	10,2
Nd	32,2	39,3	44,7	51	58,9	61	27	23,4	29	34,6
Sm	5,82	9,13	7,75	9,09	10,5	9,86	4,55	4,85	4,99	5,89
Eu	0,82	2,29	1,29	0,89	0,73	0,77	0,32	0,5	0,39	0,35
Gd	5,36	9,29	7	8,56	9,24	9,17	4,07	4,74	4,45	5,11
Tb	0,79	1,36	1,08	1,42	1,4	1,36	0,65	0,77	0,64	0,75
Dy	4,6	8,12	6,09	8,92	8,4	8,37	3,68	4,73	3,66	4,39
Ho	0,96	1,78	1,31	1,81	1,65	1,59	0,78	0,98	0,75	0,89
Er	2,85	5,1	3,99	5,65	5,14	5,22	2,49	3,16	2,22	2,68
Tm	0,50	0,81	0,65	0,93	0,80	0,76	0,44	0,54	0,36	0,49
Yb	3,43	5,42	4,32	5,46	5,21	4,82	2,63	3,58	2,57	3,14
Lu	0,51	0,89	0,71	0,86	0,78	0,74	0,43	0,56	0,4	0,52
Zr	188	197	328	416	411	334	145	181	161	162
Hf	5,15	5,56	7,64	9,82	9,57	7,55	4,76	4,8	4,57	4,64
Ta	1,71	1,85	2,25	1,76	1,96	1,55	1,91	2,03	1,81	1,98
Nb	17,8	28,3	22,5	27,7	29,4	25,3	19,2	19,3	19,9	20,9
Y	30,5	54,5	42,3	56,6	48,3	50,2	24,9	32,8	24,5	27,6
Sc	4,54	7,13	8,63	3,42	2,82	2,54	2,98	3,23	2,88	3,21
V	24,1	28,2	40,3	19,5	9,38	8,58	8,99	14,5	11,4	8,51
Cr	68,2	7,96	12,9	33,9	28,3	55	55	40,7	62,9	33,1
Ni	2,44	4,19	1,47	2,16	188	1,53	1,35	1,96	1,83	1,21
Co	3,02	3,29	3,76	1,47	1,42	1,37	0,82	1,6	1,24	0,99
Cu	8,61	9,46	7,73	11	5,62	5,98	8,64	8,26	12,4	9,02
Pb	13,3	13,2	21,1	21,4	18,5	11,8	15,1	12,1	17,6	18,2
Zn	33,9	43,4	50,3	65,3	72,2	52,5	24,6	24,1	34	27,2
Sn	1,36	11	14,3	7,61	2,27	2,51	2,28	2,18	1,9	1,78
Be	3,2	5,54	5,18	4,2	2,76	1,98	3,88	2,76	3,71	3,63
W	2,09	5,1	1,6	2,25	1,63	1,91	2,8	2,17	2,03	1,4
Eu/Eu*	0,45	0,76	0,54	0,31	0,23	0,25	0,23	0,32	0,25	0,20
$(La/Yb)_N$	8,29	4,2	8,86	6,22	8,68	10,2	9,77	5,5	11,02	10,93
Σ REE	194,55	200,82	265,19	274,99	312,65	340,06	172,77	164,53	182,1	210,21

№№ проб	716	717-1	907	911	902	900	706-1	715	912	713
Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2, мас. %	76,6	75,7	73,1	74,6	72,9	76,4	76,8	79,7	76,8	72,7
TiO_2	0,13	0,16	0,24	0,17	0,27	0,21	0,099	0,051	0,074	0,26
Al_2O_3	12,9	13,3	13,9	13,8	14,9	12,7	12,7	11,4	12,9	14,0
Fe_2O_3	0,15	0,33	1,45	0,48	0,15	0,15	0,68	0,15	0,82	1,05
FeO	0,84	0,77	0,77	0,77	1,54	1,08	0,38	0,73	0,125	1,0
MnO	0,043	0,053	0,036	0,041	0,04	0,045	0,02	0,026	0,03	0,05
MgO	0,19	0,16	0,4	0,42	0,43	0,26	0,14	<0,1	0,3	0,58
CaO	0,57	0,88	0,74	0,87	0,65	0,23	0,47	0,3	0,49	1,29
Na_2O	3,29	3,35	4,25	3,08	5,66	3,27	3,37	3,21	3,33	3,33
K_2O	1,73	4,75	4,64	5,41	2,63	4,65	4,82	4,09	4,96	4,59
P_2O_5	<0,05	<0,05	0,051	<0,05	0,073	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,067
п.п.п.	0,46	0,37	0,45	0,30	0,69	0,62	0,49	0,35	0,33	0,98
Сумма	99,90	99,82	100,03	99,94	99,93	99,62	99,97	100,01	100,16	99,90
Th, ppm	32,1	28,5	14,3	11,9	15,3	18,4	36,1	35,2	42,1	22,3
U	6,66	3,26	1,98	1,63	2,13	2,07	2,99	5,09	2,96	3,68
Rb	277	246	181	176	84	139	178	194	278	260
Cs	3,7	9,5	5,08	5,5	2,89	1,3	2,75	3,31	11,1	7,67
Ba	118	125	245	410	326	439	89,3	568	19	449
Sr	64,1	57,5	61,9	80,1	426	124	45,6	106	14,5	117
La	36	44,4	35,7	39,0	32,7	29,5	23,9	17,4	11,8	21,1
Ce	74,8	77	86,9	75,6	63	66,9	57,3	44	42,4	77,9
Pr	8,2	9,15	9,05	7,79	6,86	6,3	5,17	4,95	2,8	4,43
Nd	29,5	31,5	34,3	26,7	24,7	21,7	17	18,5	9,91	15,8
Sm	5,68	5,23	6,39	4,34	4,51	4,07	2,72	4,23	1,97	3,65
Eu	0,33	0,49	0,58	0,78	0,78	0,54	0,18	0,2	0,15	0,77
Gd	5,24	4,71	6,27	4,05	3,96	3,46	2,68	3,49	1,95	3,8
Tb	0,93	0,7	0,99	0,53	0,58	0,51	0,43	0,61	0,29	0,62
Dy	5,65	4,15	6,66	2,69	3,49	3,22	2,56	3,88	1,96	4,18
Ho	1,25	0,86	1,34	0,55	0,71	0,65	0,54	0,78	0,42	0,87
Er	2,59	2,69	4,36	1,58	2,2	2,08	1,75	2,57	1,52	2,79
Tm	0,68	0,44	0,68	0,25	0,33	0,35	0,32	0,46	0,28	0,47
Yb	4,2	2,97	4,65	1,74	2,34	2,32	2,12	3,44	1,92	3,09
Lu	0,68	0,51	0,7	0,27	0,37	0,36	0,34	0,53	0,31	0,51
Zr	107	124	360	141	150	153	142	93	86	207
Hf	3,92	3,73	8,9	3,41	4,0	4,31	5,06	4,77	3,86	5,81
Ta	2,94	1,96	1,59	0,78	1,19	1,32	2,26	2,95	2,54	3,11
Nb	27,1	19	24,4	10,1	13,9	13,9	23,9	24,9	19,5	24,3
Y	36,9	28,2	40,3	16,8	22,8	21,1	15,6	24,6	12,4	28,2
Sc	3,13	2,64	2,77	2,84	4,05	3	2,68	2,97	1,98	4,7
V	7,95	9,85	11,7	12,3	20,6	13,1	8,38	3,69	4,64	21,6
Cr	86,5	41,3	28,7	40,5	30,2	25,3	50,1	53	45,3	31,6
Ni	1,7	1,74	1,62	1,87	2,25	1,59	2,28	1,5	1,18	4,06
Co	1	1,34	0,91	1,52	2,38	1,81	1,09	0,78	0,68	2,26
Cu	8,95	6,04	4,83	7,69	4,94	17	18,8	8,53	9,95	8,31
Pb	13,6	12,6	14,8	15,7	4,09	3,87	11,4	4,81	19,4	16,3
Zn	16,1	22,6	47,1	30,1	20,8	17,8	17,8	10,4	27,9	33,8
Sn	1,09	2,2	2,52	0,93	1,80	1,17	0,83	1,84	1,37	4,85
Be	4,42	3,48	2,31	1,46	4,32	1,48	4,02	2,12	3,79	3,42
W	4,03	0,59	1,52	0,86	1,13	5,71	3,46	1,73	3,87	2,68
Eu/Eu*	0,18	0,3	0,28	0,57	0,56	0,44	0,2	0,16	0,23	0,63
$(La/Yb)_N$	5,78	10,08	5,18	15,11	9,42	8,57	7,6	3,41	4,14	4,60
Σ REE	176,73	184,8	198,57	165,87	146,53	141,96	117,01	105,04	77,68	139,98

Примечания к таблице 1. 1 – меланограниты первой фазы; 2, 3 – ксенолиты в порфировидных лейкогранитах третьей фазы: 2 – монцонит-порфиров, 3 – кварцевых монцонитов; 4-6 – рибекитовые щелочные граниты 2 фазы; 7-16 – умереннощелочные биотитовые граниты второй фазы; 17-19 – лейкограниты третьей фазы; 20 – гибридные гранит-порфиры третьей фазы с ксенолитами монцонит-порфиров.

ким Eu-минимумом (Eu/Eu* 0,45-0,56). Щелочные рибекитовые граниты наиболее обогащены редкими и редкоземельными элементами (ppm): Σ РЗЭ 340-270, $(La/Yb)_N$ 6 – 10. Для гранитов третьей фазы характерна положительная аномалия Ce, хорошо проявленная в гибридных разностях с ксенолитами монцонитоидов.

Изотопный состав Nd и Sr указывает на существенное участие вещества деплетированной мантии, как при формировании гранитов первой фазы $\varepsilon_{Nd}(T)$=+5,0, так и лейкогранитов третьей фазы $\varepsilon_{Nd}(T_{390})$=+5,3. Близким является и модельный возраст протолита этих гранитоидов – $T_{Nd}(DM_{2st})$ 0,72-0,73 млрд лет. Высокая величина $\varepsilon_{Sr}(T)$ = 37,6 указывает на участие корового компонента в источнике. Причем, если для гранитов первой (La/Nb=2,37) и второй (La/Nb =1,19-3,86) фаз может предполагаться резервуар, расположенный в литосферной мантии [Kay R., Kay S., 1983], то для лейкогранитов и гранит-порфиров третьей фазы, в том числе с флюоритом, вещество поступало из более глубинного источника – астеносферной мантии (La/Nb=0,61-0,87).

Возраст Майорского массива. Гранитоиды майорского комплекса прорывают в Коргонском прогибе покровные, субвулканические и экструзивные фации ранне-среднедевонского коргонского комплекса. Возраст Майорского массива, полученный U-Pb-методом по

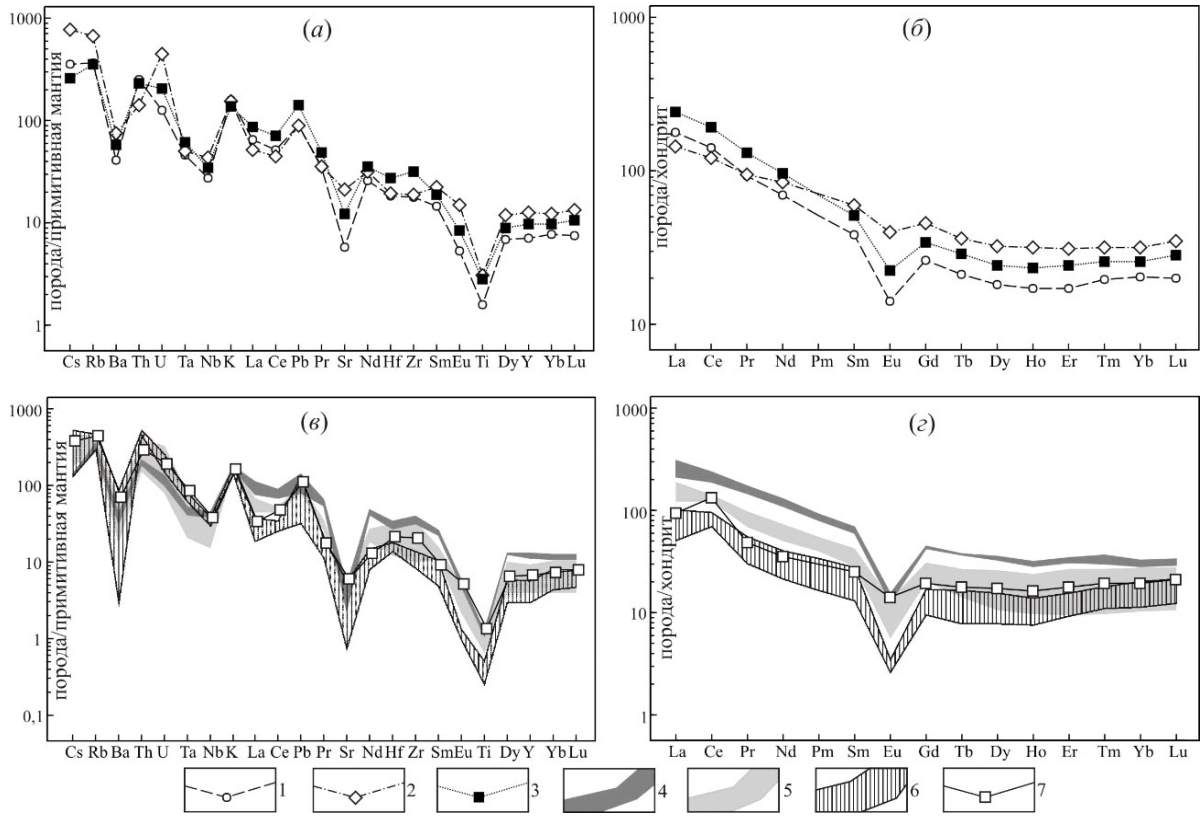

Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для пород Майорского массива

а, б – первая фаза; в, г – вторая и третья фазы. 1 – меланограниты первой фазы; 2, 3 – ксенолиты в порфировидных лейкогранитах третьей фазы: 2 – монцонит-порфиров, 3 кварцевых монцонитов; 4 – рибекитовые щелочные граниты второй фазы; 5 – умеренно щелочные биотитовые граниты второй фазы, 6 – лейкограниты третьей фазы, 7 – гибридные гранит-порфиры третьей фазы с ксенолитами монцонит-порфиров. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии и хондрита по [Sun, McDonough, 1989].

2. Изотопный состав Sm, Nd, Rb и Sr в породах Майорского массива

№ пп.	№№ проб	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
1	719	Меланограниты	5.873	31.29	0.1135	0.512684	5.0
2	902	Лейкограниты	4.401	24.22	0.1098	0.512685	5.3
№ пп.	№№ проб	Порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon_{Sr}(T)$
3	902	Лейкограниты	77.1	411	0.5427	0.709704	37.6

Примечание. Расчет величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $\varepsilon_{Sr}(T)$ выполнен на возраст 390 млн лет.

навеске циркона из гранитов главной фазы составил 381 ± 4 млн лет, из щелочных гранитов – 379±2 млн лет [Владимиров и др., 2001], что соответствует живетскому ярусу среднего девона.

Результаты датирования единичных зерен циркона из гранитоидов на SHRIMP II показывают возраст примерно 10 млн лет древнее. Циркон из меланогранитов (пр. 719) серый с буроватым пятнами, призматический с бипирамидами на концах кристаллов. Размер зерен до 200 мкм, Ку 2-3. В катодолюминесценции циркон слабого свечения, зональность концентрическая грубая или отсутствует (рис. 5). Для краевых частей зональных и темных призматических зерен с реликтовой ритмичной структурой ($U_{ср}$ 507, $Th_{ср}$ 250 ppm, $Th/U_{ср}$ 0,52) по 10 анализам получен конкордантный возраст 393±4 млн лет (СКВО 0,49).

В лейкогранитах третьей фазы Майорского массива (рис. 6) циркон представлен идиоморфными удлиненными и короткопризматическими полупрозрачными зернами коричневого цвета и их обломками. Длина зерен составляет 75-250 мкм, КУ 2-3. Зерна имеют полигенное строение: темная центральная часть с нарушенной магматической зональностью (902_9) и светлая краевая с нарушенной тонкой магматической зональностью и элементами секториальности (902_1, 3, 4 и 6). В других случаях отмечается еще более сложное строение: темная центральная часть с нарушенной грубой магматической зональностью (2.1), светлая средняя часть с нарушенной тонкой магматической зональностью и темная краевая с нарушенной магматической зональностью (902_5, 7, 8 и 10). Циркон характеризуется содержаниями (ppm): U=256-1126, Th=136-528, Th/U=0,36-0,55. По результатам U-Pb датирования краевых ритмично зональных частей по восьми измерениям получен конкордантный возраст 385,7±2.5 млн лет (рис. 6), который характеризуется высоким среднеквадратичным отклонением конкордантности (СКВО 1.04).

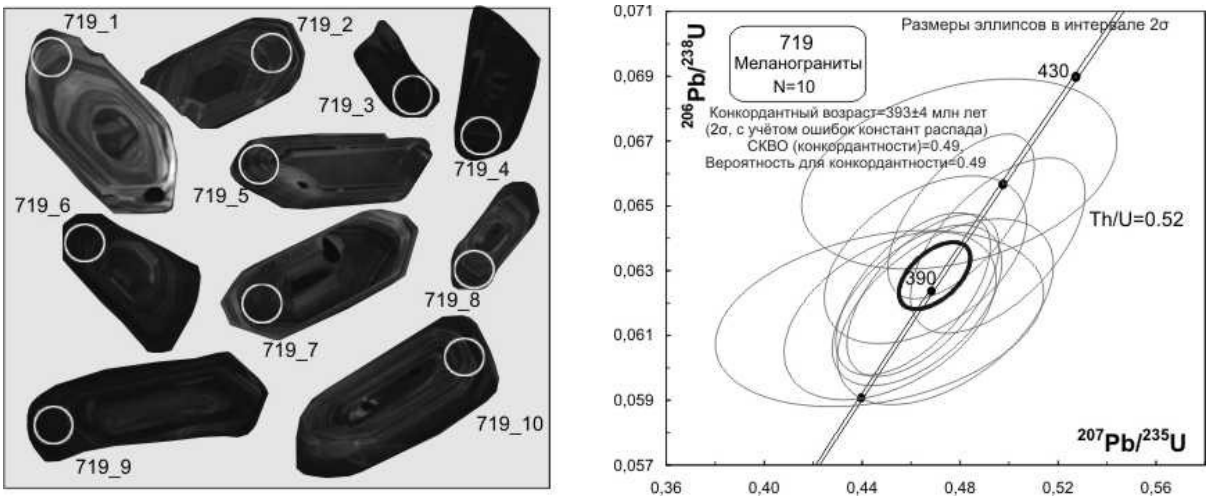

Рис.5. Катодолюминесцентные изображения и возраст циркона из меланогранитов первой фазы Майорского массива.

3. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) анализов циркона из гранитоидов Майорского массива

Точка анализа	$^{206}Pb_c$, %	U ppm	Thppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст $^{206}Pb/^{238}U$, млн лет		(Возраст $^{207}Pb/^{206}Pb$ млн лет		D,%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	Rho
Проба 719 - меланограниты																	
719.1.1	0.00	163	86	0.54	8.67	387.7	±7.8	440	± 73	14	0.0557	3.3	0.474	3.8	0.0617	1.9	0.499
719.2.1	0.00	307	164	0.55	16.8	400.6	±7.4	466	± 53	17	0.0563	2.4	0.495	2.9	0.0638	1.7	0.590
719.3.1	0.14	1050	470	0.46	58.4	404.9	±6.8	366	± 44	-9	0.0539	2	0.48	2.5	0.0647	1.6	0.632
719.4.1	0.12	712	283	0.41	38.1	390.9	±6.6	378	± 49	-3	0.0542	2.2	0.465	2.7	0.0622	1.6	0.602
719.5.1	0.46	314	146	0.48	16.7	386.3	±7.2	316	±130	-18	0.0527	5.9	0.447	6.1	0.0615	1.8	0.295
719.6.1	0.25	601	363	0.62	32.8	397.8	±7.1	343	± 73	-13	0.0533	3.2	0.466	3.6	0.0633	1.7	0.461
719.7.1	0.53	539	249	0.48	30.7	414.7	±7.8	317	±120	-23	0.0527	5.2	0.48	5.5	0.066	1.8	0.331
719.8.1	0.19	796	346	0.45	42.4	388.9	±6.7	377	± 58	-3	0.0542	2.6	0.462	3.1	0.0619	1.6	0.534
719.9.1	0.16	699	309	0.46	37.5	390.6	±6.7	357	± 51	-8	0.0537	2.3	0.461	2.8	0.0623	1.6	0.587
719.10.1	0.31	436	308	0.73	23.1	388	±7.3	335	± 80	-13	0.0531	3.5	0.451	3.9	0.0616	1.7	0.439
Проба 902 - лейкограниты																	
902_1.1	0.60	679	409	0.62	36.8	392.6	±3.4	303	±79	-23	0.0524	3.5	0.454	3.6	0.0628	0.89	0.250
902_2.1	0.00	774	269	0.36	41.2	387.8	±3.1	383	±41	-1	0.05428	1.8	0.464	2	0.062	0.83	0.418
902_3.1	0.42	693	259	0.39	37.4	390.4	±3.8	346	±66	-11	0.0534	2.9	0.46	3.1	0.06244	0.99	0.322
902_4.1	0.00	256	136	0.55	13.4	380.9	±4.2	339	±70	-11	0.0532	3.1	0.447	3.3	0.06086	1.1	0.347
902_5.1	0.24	473	176	0.38	24.6	377.6	±4	397	±73	5	0.0546	3.3	0.454	3.5	0.06033	1.1	0.319
902_6.1	0.13	1049	506	0.50	57.5	398.3	±3	348	±63	-13	0.0535	2.8	0.47	2.9	0.06373	0.78	0.271
902_7.1	0.06	856	321	0.39	45	382.3	±3	379	±39	-1	0.0542	1.7	0.4566	1.9	0.0611	0.82	0.423
902_8.1	0.22	327	152	0.48	16.8	373.3	±3.9	334	±83	-10	0.0531	3.7	0.437	3.8	0.05961	1.1	0.279
902_9.1	0.00	316	153	0.50	16.8	387.6	±4.1	407	±64	5	0.0549	2.9	0.469	3.1	0.06197	1.1	0.353
902_10.1	0.06	1126	528	0.48	59.6	385.2	±2.9	320	±58	-17	0.0528	2.6	0.448	2.7	0.06158	0.76	0.284

Примечание. Pb_c и Pb* - общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0.36%. (1) - коррекция по ^{204}Pb. D - дискордантность. Rho - коэффициент корреляции. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов приводятся на уровне 2σ.

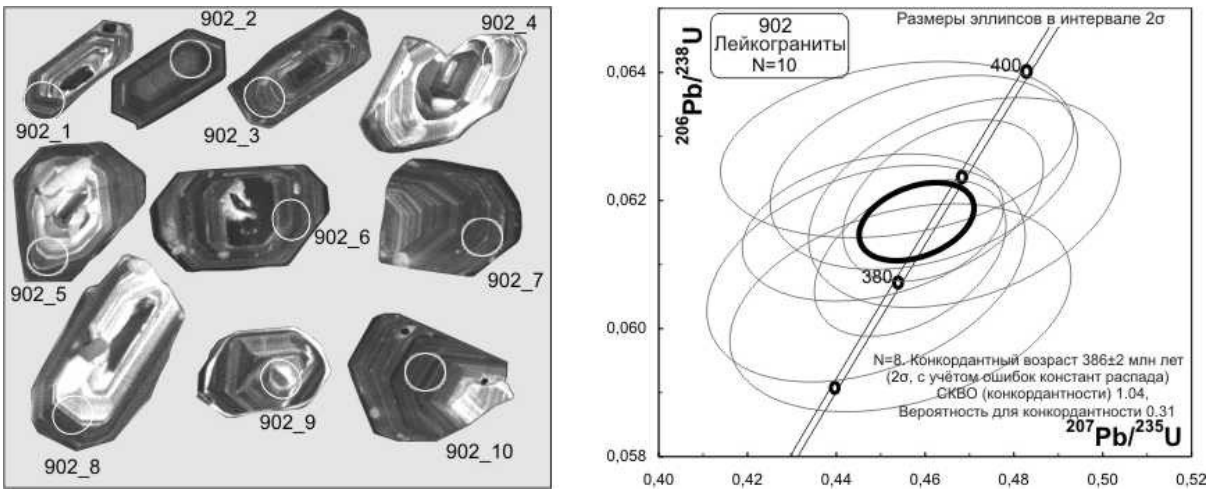

Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения и возраст циркона из лейкогранитов третьей фазы Майорского массива.

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Майорского массива на диаграммах с использованием малоподвижных элементов Nb, Ta, Y, Hf для большей части пород определяется как эволюция магматизма от вулканических дуг к поздне-постколлизионному (рис. 7). Однако к тектоническим диаграммам на основе геохимических данных следует относиться с осторожностью, поскольку геохимические диаграммы в большей степени отражают состав источника, а не тектоническую обстановку. Повышенные величины Nb+Y=64-84,3 и Ta+Yb=6,2-7,3 отмечаются в ксенолитах, монцонит-порфирах, кварцевых монцонитах и щелочных рибекитовых гранитах, а также отдельных анализах биотитовых гранитов второй фазы. По этим параметрам они отличаются от нормальных постколлизионных гранитов и относятся к анорогенным гранитам (A2-тип) [Whalen, Hildebrand, 2019].

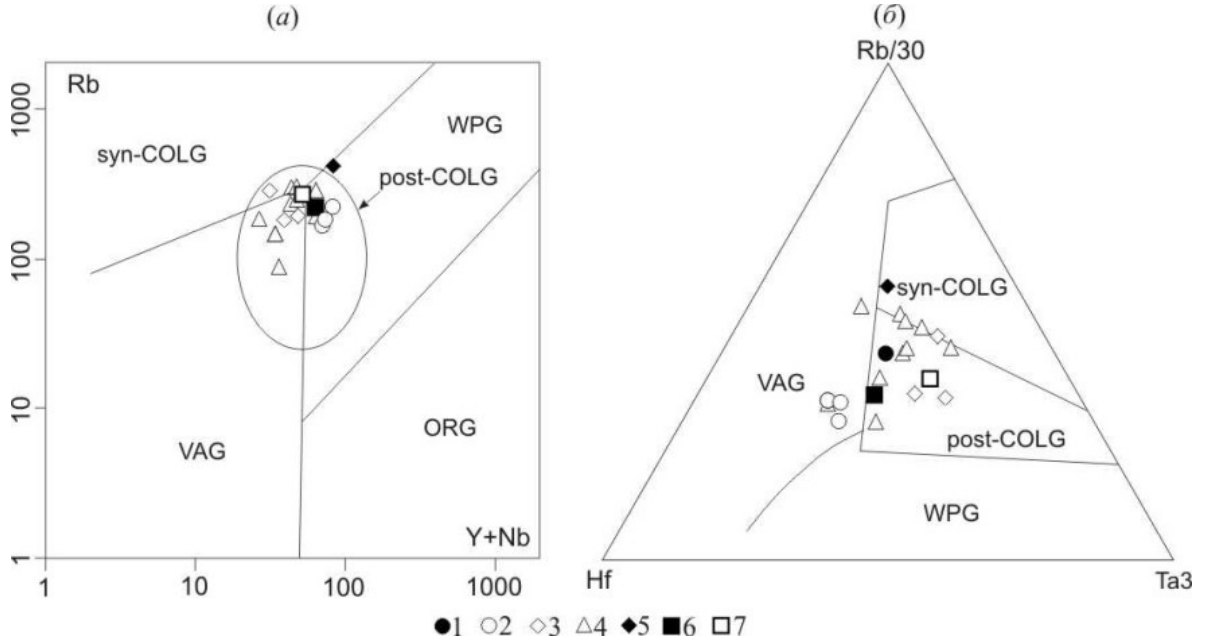

Рис. 7. Диаграммы геодинамических обстановок формирования гранитоидов Майорского массива.

Основы диаграмм: а – [Pearce, 1996]; б – [Harris, 1986]. Поля гранитоидов: syn-COLG – синколлизионных гранитов, VAG – гранитов вулканических дуг, WPG – внутриплитных гранитов, post-COLG – постколлизионных гранитов. Остальные обозначения см. рис. 3.

Обсуждение результатов. Майорский массив имеет округлую форму, внедрялся в обстановке растяжения и не испытал существенных деформаций в процессе и после внедрения. Начальная фаза массива сложена известково-щелочными гранитами, затем внедрилась порция щелочно-гранитной магмы, которая частично ассимилировала ранние граниты и затем фракционировала с образованием кислых высококремнеземистых дифференциатов. Для гранитоидов Майорского массива предполагается мантийный резервуар, расположенный в мантии с позднерифейским Nd-модельным возрастом протолита (0,73-0,72 млрд лет). Присутствие в составе Майорского плутона пород известково-щелочной серии и щелочных гранитов предполагает участие двух источников генерации магм. Для гранитоидов первой фазы в качестве ювенильного источника может предполагаться предварительно обогащенная калием литосферная мантия или нижняя ювенильная кора, эквивалентные для формирования высококалиевых известково-щелочных и шошонитовых магм. Для щелочных гранитоидов второй фазы и их кислых дифференциатов возможен более глубокий источник в литосферно-верхнеастеносферной мантии OIB-типа.

U-Pb возраст гранитоидов по цирконам составляет 393-386 млн лет, однако позднепостколлизионная обстановка формирования гранитов Майорского массива вызывает определенные противоречия [Гусев, 2012]. Близкие по возрасту граниты Колыванского (396±2 – 387±3 млн лет) [Круглова, Гусев, 2015] и Мурзинского (386±3 млн лет) массивов в Чарышско-Чуйской СФЗ, а также Маралихинского массива (392±5) в Чарышско-Талицкой СФЗ [Гусев, 2015] щелочных гранитов не содержат и имеют геохимические характеристики синсубдукционных гранитоидов. Гранитоиды второй фазы Майорского массива обладают отличительными признаками раннеанорогенных гранитов [Bonin, 1990]: бедных Ba и Sr, зеленоватого, серо-зеленого цвета, часто белесоватых (восстановительная обстановка), гиперсольвусных (пертитовых) с низкими содержаниями Mn и обогащенных железом мафическими минералами. В раннеанорогенных щелочных гранитах Fe-Ti оксиды редкие, часто отсутствуют и связаны с позднестадийным окислением мафических силикатов, что свидетельствует о восстановительной обстановке в процессе кристаллизации расплава, в конечном счете эволюционирующей в более окислительные условия при субсолидусных изменениях затвердевших пород.

В раннем-среднем девоне территория Западного Алтая находилась в пределах активной континентальной окраины, связанной с субдукцией литосферы Обь-Зайсанского палеокеанического бассейна под край Сибирского континента [Ротараш и др., 1982]. Режим активной континентальной окраины в течении всего времени своего существования осложнялся эпизодами рифтогенногомагматизма. Причиной этого могут быть периодически возникающие трансформные обстановки, связанные с «косой» субдукцией океанической литосферы, вызывающие сдвигово-раздвиговые перемещения с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы [Владимиров, 2014]. Астеносферные окна («slab-windows»), вероятнее всего, обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (железорудного, колчеданно-полиметаллического, титано-магнетитового, серебро-золоторудного). В случае с майорским комплексом, с его интрузивами парагенетически связаны железорудные и щелочные метасоматиты с урановой, флюоритовой и редкометалльно-редкоземельной минерализацией [Гусев, 2014].

Литература

Владимиров А.Г. Роль мантии и сдвиговых деформаций литосферы при формировании гранитоидных батолитов // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. – С. 48-52.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного

датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157-1178.

Гусев А.И. Анорогенные щелочные гранитоиды майорского комплекса Горного Алтая / / Успехи современного естествознания, 2012, №8, с. 63-67.

Гусев А.И. Щелочные гранитоиды Майорского массива и их потенциальная рудоносность (Горный Алтай) // Отечественная геология, 2014, №1, с. 33-40.

Гусев Н.И. Рудопродуктивный магматизм Северо-Западного Алтая. Saarbrьcken: LAMBERTA cademic Publ. 2015. 270 с.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П.Шокальский, Г.А.Бабин, А.Г.Владимиров и др. (Гл. ред. А.Ф.Морозов). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео» 2000. 187 с.

Круглова А.А., Гусев Н.И. Гранитоидный магматизм Колыванского рудного поля (Горный Алтай) // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: матер. 2-й науч.-практ. конф. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2015. С. 54-57.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982, № 1, с. 44-58.

Шокальский С.П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая: автореф. дис. к.г.- м.н. - Новосибирск, 1990. - 19 с.

Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis// Geological Journal, 1990, v. 25, p. 261–270.

Debon F., Le Fort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // Transact. of the Royal Soc. of Edinburgh, 1983, v. 73, n 3, p. 135–149.

Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G. et al. A geochemical classification of granitic rocks / / Journal of Petrology, 2001, v. 42, p. 2033-2048.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Geological Society, London, Special Publications, 1986, v. 19 (1), p. 67–81.

Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics, 1993. V. 219, P.177–189.

Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes.1996. V. 19.P. 120–125.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publication, 1989, v. 42, p. 313–345.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // Journ. of geol., 1989, v. 97, p. 261-280.

Streckeisen A. & Le Maitre R. W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks // NeuesJahrbuchfьr Mineralogie,1979, Abhandlungen 136, p. 169–206.

Villaseca C., Barbero L., Herreros V. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science, 1998, 89, 113-119.

Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos, 2019, v. 348–349, article 105179.