

**ПЕТРОГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ
КИАЛИМСКОГО МАССИВА (ТАГАНАЙСКО-ПРЕМЕЛЬСКИЙ
АНТИКЛИНОРИЙ)**

Г.Ю. Шардакова, Е.С. Шагалов, М.С. Середа

Киалимский массив – одно из редких магматических образований, приуроченных к зоне сочленения Уральского орогена с Русской платформой. Он находится на территории НП «Таганай», в окрестностях г. Златоуст, между хребтами Б. Таганай и Ицыл. Подобно Юрминскому массиву (комплексу), на старых геологических картах Киалимский массив был отрисован как небольшое гранитоидное тело, секущее породы таганайской свиты, имеющее кембрийский возраст.

В последней редакции возраст его представлен как верхнепалеозойский. Изучение литературных и фондовых материалов показало, что данные по петрогеохимии пород этого объекта (как и ряда других гранитоидных тел, приуроченных к Таганайскому хребту) прак-

тически отсутствуют, а единственная цифра возраста, приводимая в геологическом отчете 1964 г. – К-Аг определение по слюдам – составляет 305 млн лет.

В 2004-2005 гг. нами отобран ряд образцов и получены новые данные по петрографии и геохимии гранитоидов Киалимского массива. Отметим сразу, что породы имеют типичный «магматический» облик и сильно отличаются по структурно-текстурным особенностям от гранитоидов юрминского комплекса, расположенного совсем близко [Шардакова и др., 2005б]. Породы главной фазы Киалимского массива по минеральному составу соответствуют гранитам и гранодиоритам. Они имеют порфировидную (фенокристы – полевой шпат), реже – порфиروبластовую структуру, среднезерни-

Химический состав (мас. %) минералов из гранитоидов Киалимского массива

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Мин.	амф	плаг	плаг	биот	биот	3 гр-ц	3 гр-пр	3-гр-кр	4-гр-ц	4-гр-пр	4-гр-кр
SiO ₂	41,25	62,97	63,49	34,01	35,00	42,86	37,05	36,96	40,37	38,12	37,10
TiO ₂	0,44	0,02	0,00	2,00	2,31	0,17	0,24	0,17	0,23	0,15	0,17
Al ₂ O ₃	9,52	23,54	23,20	22,70	21,86	16,17	18,45	19,06	19,00	19,93	20,67
FeO	23,37	0,08	0,05	24,20	23,92	14,22	15,76	16,75	12,97	13,37	16,50
MnO	0,92	0,93	0,00	0,47	0,43	19,40	21,21	20,90	19,84	22,99	20,75
MgO	6,25	0,02	0,03	2,50	6,02	0,27	0,52	0,59	0,26	0,36	0,53
CaO	10,85	4,84	4,44	0,00	0,06	7,90	5,88	5,72	3,97	4,33	5,97
Na ₂ O	1,77	7,11	7,73	0,07	0,09	0,07	0,11	0,09	0,07	0,09	0,08
K ₂ O	1,22	0,18	0,16	9,14	8,32	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
сумма	95,61	99,69	99,10	95,09	97,99	101,07	99,24	100,25	96,71	99,34	101,77

Примечание. 1-4 – минералы из гранита, 6-11 – из гранит-порфира; ц – центр зерна, пр – промежуточная зона, кр – край.

тые, гипидиоморфнозернистые, порой слабо гнейсовидные и слегка катаклазированные. Минеральный состав, об. %: плагиоклаз (35-45), калишпат (15-25), кварц (15-20), биотит (8-10), мусковит (5-7); акцессорная ассоциация – роговая обманка, эпидот, ортит, сфен, магнетит. Магматические структуры, отсутствие явных реакционных взаимоотношений между минералами, характерная магматическая зональность плагиоклазов, типические срастания биотита и мусковита – все это свидетельствует об отсутствии сильной метаморфической проработки пород. Гранитоиды основной разновидности секутся жилами и дайками гранит-порфиров и аплитов. Нельзя твердо сказать, что контакты эти магматические, т.к. они либо не прослеживаются, либо осложнены зонами расщепления. Дайковые породы часто окварцованы, слабо альбитизированы, содержат гранат. В ходе поисковых работ на Nb в 1960-е гг. эти породы описывались как «альбититы» и были признаны непродуктивными.

По петрографическим особенностям породы главной фазы Киалимского массива сходны с гранитами из массивов зоны ГУГР (Сыростано-Тургоякская группа, Суховязовский массив [Ферштатер и др., 2002]). Это дало основание геологам-съемщикам предполагать их возрастную близость.

Химический состав минералов из гранитоидов Киалимского массива приведен в табл. 1. Акцессорная роговая обманка из гранита примерно соответствует эдениту, плагиоклаз имеет № 15-25, биотиты из гранитов и гранит-порфиров различаются по содержанию К, Mg, Ti,

Fe/Fe+Mg. Гранаты характеризуются альмандин-спессартиновым составом (Alm – 21-34 %, Spn – 46-55 %), при содержанииgrossулярового компонента Grs – 3-14 % и незначительной доле андрадитового (And – 2-10 %). От центра к краю зерен граната наблюдается уменьшение содержания SiO₂, CaO, слабое понижение железистости; Al₂O₃, FeO, MnO, MgO растут.

Для гранитов давление, рассчитанное по амфибол-плагиоклазовому геобарометру, составляет около 5 кбар [Holland, Blundy, 1994], температура по геотермометру Оттена – около 600 °C [Otten, 1984]. Для гранит-порфиров Т по гранат-биотитовому геотермометру Перчука [Perchuk, 1990] составляет 460-540 °C.

Химический состав пород приведен в табл. 2. По соотношению компонентов породы главной фазы могут быть названы адамеллитами или гранитами. Относятся к известково-щелочному ряду, среднекалийному и пераллюминиевому типам серий. По содержанию Rb и Sr соответствуют производным орогенной андезитовой магмы, на мультикатионных диаграммах попадают в поля позднеорогенных и синколлизонных [Интерпретация..., 2001] гранитоидов.

Несколько проб были проанализированы на элементы-примеси (метод ICP-MS). На рис. 1 приведены нормированные тренды распределения РЗЭ в гранитоидах Киалимского массива. Граниты главной фазы имеют сходный вид трендов при невысокой сумме РЗЭ и варьирующем La/Yb-отношении; Eu/Eu* – 1,2-1,7. Для сравнения на рис. 1 показаны поля Тургоякского и Нижнеуфалейского массивов, являющихся наиболее близкими по географическому и геоди-

Таблица 2

**Содержания петрогенных компонентов
(мас. %), Rb и Sr (г/т)
в гранитоидах Киалимского массива**

№	Kia-1	Kia-2	Kia-6	Kia-4	Kia-5
1	2	3	4	5	
SiO ₂	68,68	68,27	69,47	71,26	72,29
TiO ₂	0,26	0,28	0,25	0,17	0,05
Al ₂ O ₃	16,44	17,02	16,07	14,46	14,68
Fe ₂ O ₃	1,22	1,38	1,55	1,02	0,14
FeO	0,90	0,90	0,50	0,90	0,70
MnO	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04
MgO	0,58	0,66	0,53	0,53	0,17
CaO	2,55	2,59	2,52	1,12	1,17
Na ₂ O	5,80	5,80	5,80	5,00	5,20
K ₂ O	2,20	2,30	2,28	4,25	3,86
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,08	0,05	0,01
ППП	0,60	0,60	0,40	0,40	0,40
сумма	99,35	99,92	99,50	99,25	98,71
Rb	41,77	21,43	38,19	84,99	114,16
Sr	996,30	484,46	932,13	12,98	25,61

Примечание. 1-3 – граниты главной фазы, 4 – гранит-порфир (жила), 5 – аплит (жила).

намическому положению и составу пород объектами. Первый расположен в западном краю зоны ГУГР, имеет возраст 329 млн лет и является типичным надсубдукционным образованием. Второй расположен в западной части Уфалейской зоны (граница Урала и Русской плиты) и имеет возраст 316 млн лет; по геохимическому типу он также очень близок к Тур-

гоякскому массиву. Ранее нами показано, что в субстрате обоих массивов присутствовала значительная доля океанического (островодужного) материала [Ферштатер и др., 2002; Шардакова и др., 2005a].

По облику и составу гранитоиды главной фазы Киалимского массива действительно близки к породам Сыростано-Тургоякской группы и Нижнеуфалейского массивов. Уровень содержания рассеянных элементов, незначительная аномалия Eu, отрицательная аномалия Ti и положительная – Sr (на стандартных диаграммах содержания РЗЭ, нормированных к MORB) также указывают на формальное сходство с породами надсубдукционных серий.

Довольно устойчивы в киалимских гранитах содержания многих редких элементов, средние, г/т: Li (22), Rb (35), Cs (0,65), Pb (18), Ba (1000), Be (1,2), Sc (1), V (13), Cr (2,5), Co (1,4), Ga (55), Ge (1), As (0,3), Se (0,25), Y (4,5), Nb (18), Ta (2), Ag (0,5). Небольшие вариации наблюдаются по концентрациям Zr (50-150 г/т), Sr (484-1000), Mo (0,2-1,6), Hf (1-4), W (0,2-1,6), Th (2-4), U (0,01-0,44), но разброс величин невелик.

Жильные породы характеризуются несколько повышенными относительно гранитов содержаниями Be, Sr, Cr, Se, Rb, Cs, Pb, Nb, Ta, U и пониженными – Sc, Co, Ga, Y, Ag, Ba, Th. Отличные от гранитов тренды распределения РЗЭ, существенно более низкие их концентрации (сумма не выше 0,8 г/т) при большой роли тяжелых элементов (La/Yb около 0,2), значительная положительная аномалия Eu (Eu/Eu*

около 3) в совокупности с приведенными выше отличиями позволяют предполагать либо оторванность по времени становления жильных пород от гранитов главной фазы при существенном обеднении остаточного расплава большинством элементов-примесей, либо, скорее всего, отсутствие генетической связи между этими типами пород. Поскольку в большинстве случаев жильные образования такого типа наследуют геохимические особенности ранних членов серии.

В целом петрогеохимические особенности гра-

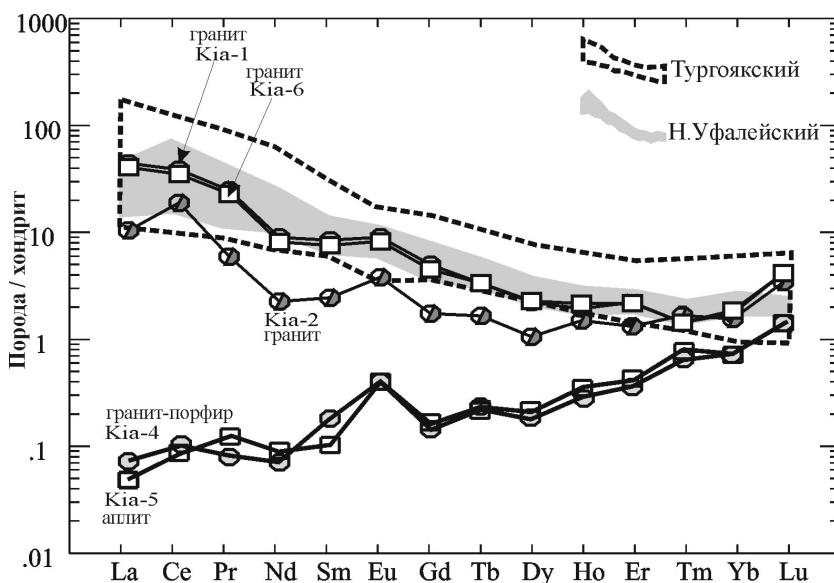


Рис. 1. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в породах Киалимского массива. Для сравнения приведены поля гранитоидов Тургоякского и Нижнеуфалейского массивов.

нитов главной фазы Киалимского массива позволяют параллелизовать их с палеозойскими гранитоидами раннеорогенного этапа развития Урала. Наличие вблизи него объекта с иной геохимической спецификой и, предположительно, с более древним возрастом – юрминского комплекса – свидетельствует о сложном строении зоны Уралтау и многоэтапной истории гранитообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта «Ведущие научные школы» НШ-РИ-112/001/081 и гранта РФФИ № 05-05-64079.

Список литературы

Интерпретация геохимических данных / Под ред. В.С. Попова, О.А. Богатикова. М: Логос, 2001. 264 с.
Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С. и др. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала:

вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Середина М.С. Новые данные по геохимии гранитоидов Киалимского массива (Ю.Урал) // Минералогические музеи. Матлы конф. СПб гос. университет, 2005а. С. 325-328.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Середина М.С. Новые данные о петрологии пород юрминского комплекса // Вестник Уральского отделения РМО, 2005б. С. 111-118.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 3433-447.

Otten M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. N 2. P. 189-199.

Perchuk L.L. Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in metamorphic and magmatic petrology / Ed. L.L. Perchuk. Cambridge University Press. 1990. P. 93-112.