

ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ

УДК 552.321.1.(470.5)

**Процессы мигматизации и гранитообразования
в западном экзоконтакте Адуйского массива
(Средний Урал)****М.Д. Вишнякова, Н.С. Бородина, Г.Б. Ферштатер, Н.Г. Солошенко,
М.В. Стрелецкая**Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15
E-mail: VishniakovaMD@igg.uran.ru*(Статья поступила в редакцию 6 июня 2018 г).*

Рассмотрены последовательность, механизмы и источники магмообразования крупного уральского Адуйского гранитного массива пермского возраста, известного своими редкометалльными, самоцветными и молибденовыми месторождениями. Источники информации – два массива (Каменский и Крутихинский), расположенные в подошве Адуя. Цирконовые и Rb-Sr возрасты мигматитов в этих двух массивах свидетельствуют о близком возрасте мигматизации и сопровождающего ее частичного плавления. Эти процессы охватывают интервал 309–298 млн лет в Каменском массиве и 308–283 млн лет в Крутихинском с главным наиболее интенсивным этапом мигматизации 296–298 млн лет тому назад. В названное время была сформирована основная масса гранитного расплава, локализованного в виде Каменского, Крутихинского и Адуйского массивов. Мигматиты зоны магмогенерации в Каменском массиве имеют преимущественно полосчатую текстуру с ясным обособлением меланосомы и лейкосомы, а в Крутихинском массиве тонкополосчатые мигматиты характеризуются более однородным, существенно гранитным составом. Эти различия мигматитов обусловлены в первую очередь составом протолита, который в Каменском массиве представлен кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а в Крутихинском – породами гранитного состава. В обоих массивах мигматизация сопровождается базитовым магматизмом, продукты которого зафиксированы в виде мигматизированных и постмигматитовых даек.

Ключевые слова: *магматизм, мигматит, анатексис, магмогенерация, гранит, диорит, дайка*

DOI: 10.17072/psu.geol.17.3.208

Введение

Проблема образования гранитных массивов всегда была в центре внимания петрологов и геохимиков. Использование современных методов анализа, в том числе локальных, в совокупности с детальными геологическими наблюдениями позволяет приблизиться к решению таких коренных проблем гранитообразования, как длительность и стадийность процесса, его фи-

зико-химические параметры, источники гранитных магм и флюидов.

Адуйский гранитный массив – самый крупный в северо-западной палеоконтинентальной зоне Среднего Урала, знаменитый своими редкометалльными, самоцветными (в том числе изумрудными) и молибденовыми месторождениями.

Вместе с примыкающим к нему с юга Каменским мигматит–плутоном и мелкими гранитными массивами, расположен-

ными западнее в допалеозойском блоке, он образует позднепалеозойский Адуйский гранитный ареал (рис. 1), имеющий сложную историю формирования. Западная граница ареала – блок протерозойских (Краснобаев, 2005) метаморфических пород, восточная – Алапаевская сутура, контролирующая размещение таких серпентинитовых аллохтонов, как Алапаевский, Баженовский и др.

Многочисленные геологические, петрологические и изотопные исследования (Орогенный..., 1994; Попов и др., 2003; Ферштатер и др., 2003; Краснобаев, 2006; Ферштатер, 2013; Levin, 2000; Fershtater, Rapoport, 2000; Gerdes et al., 2002; Mao et al., 2003) позволили детально реставрировать историю ареала. Для этого были выбраны два гранитных массива – Каменский и Крутихинский, расположенные в корневой зоне Адуйского массива (рис. 1), в которых прекрасно проявлены процессы мигматизации и частичного плавления. Предполагается, что эти процессы могут служить источником магмы, образовавшей Адуйский массив, в первую очередь его западную часть, которая в настоящем исследовании представлена гранитами эндоконтактовой зоны, непосредственно примыкающей к Крутихинскому массиву. Петрогенные элементы определены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (аналитики Н.П. Горбунова и Л.А. Татарина). Содержания редких элементов установлены методом *ICP MS* в лабораториях Университета Гранады (Испания) (аналитики Ф. Беа, П. Монтеро) и Института геологии и геохимии (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко). Точность анализов составляет 2 и 5 отн.% для концентраций 50 и 5 г/т. Изотопные исследования циркона были выполнены на приборе *SHRIMP-II* в Университете г. Гранада, Испания (аналитики Ф. Беа, П. Монтеро) и в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) аналитиками А.Н. Ларионовым, Н.В. Родионовым, Н.Г. Бережной.

Rb-Sr изотопные исследования пород Каменского массива были сделаны в ЦИИ ВСЕГЕИ, а Крутихинского – в Институте геологии и геохимии (аналитики Н.Г. Солошенко и М.В. Стрелецкая), описание методики см. в статье (Ферштатер и др., 2015).

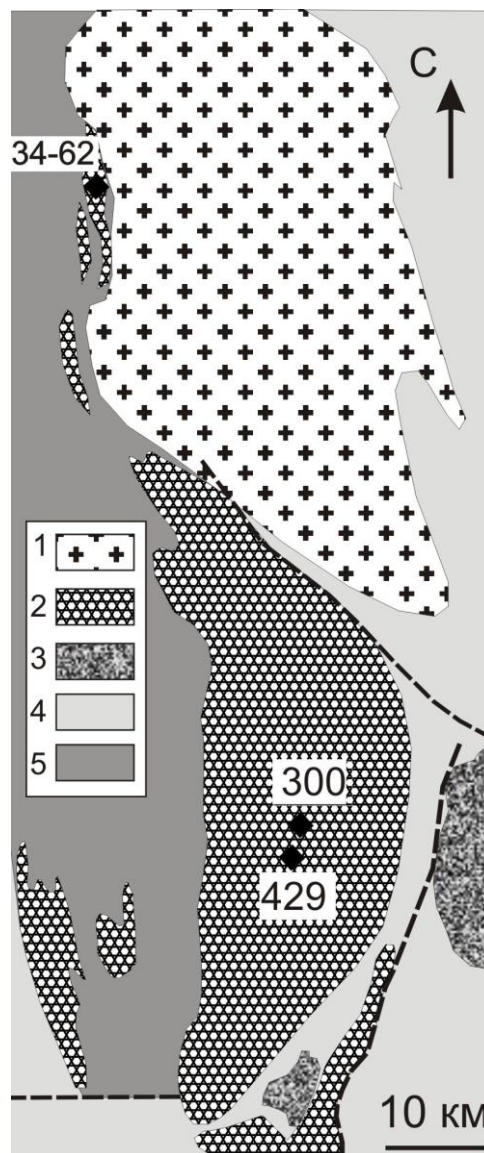


Рис. 1. Схема геологического строения района Адуйского массива. Составлена на основе геологической карты масштаба 1:200000 под редакцией В.П. Олерского (1983): 1 – граниты Адуйского массива; 2 – гранитоиды и мигматиты Каменского (обозначен местоположением проб 300 и 429, из которых проанализирован циркон), Крутихинского (пробы 34-62); 3 – раннедевонские габбро и гранитоиды; 4 – ордовикско-силурийские вулканогенно-осадочные толщи; 5 – докембрийские гнейсы и амфиболиты

Характеристика массивов, петрография

Каменский массив располагается непосредственно южнее Адуйского в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока (рис. 1). Его северная и северо-восточная части сложены слабо мигматизированными и гомогенными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и гранитами. Западная и юго-западная части массива, представляющие его корневую зону, образованы полосчатыми и пятнистыми мигматитами, близкими по валовому составу к кварцевому диориту или гранодиориту. Мигматиты хорошо вскрыты многочисленными выработками в районе четвертого блока Белоярской АЭС. Преобладают характерные полосчатые мигматиты (рис. 2, а, б, в, г), валовый состав которых представляют пробы 1-3 (табл. 1).



Рис. 2. Мигматиты Каменского массива (водовод 4 блока Белоярской АЭС): а, б – типичная полосчатая текстура мигматитов; в, г – формы обособления лейкосомы гранитного состава; д – ксенолит мигматита в граните; е – дайка кварцевого диорита 430, секущая полосчатые мигматиты

Породы такого состава, по-видимому, и являются протолитом мигматитов.

Мигматиты близки по минеральному составу с их гомогенными аналогами с одним важным отличием – плагиоклаз в них часто имеет антипертитовое строение, что свидетельствует о сравнительно высокотемпературных условиях мигматизации.

Меланосома и лейкосома мигматитов сложены близкими по составу минералами, но в разных количественных соотношениях. Разница в химическом составе меланосомы и лейкосомы не столь велика, как это следует из их внешнего вида. Обычно состав той и другой породы ограничен областью составов кварцевый диорит-гранодиорит. По мере приближения состава лейкосомы к гранитному формы ее обособления все более напоминают жильные, и порода приобретает черты внедренной, в частности, ее ограничения пересекают направление полосчатости мигматитов. Разные стадии обособления лейкосомы и приближения ее состава к гранитному показаны на рис. 2, в, г, вплоть до образования довольно крупных тел с ксенолитами полосчатых мигматитов (табл.1, рис. 2, д). Составы гранитов крупных тел приведены в табл. 1 (ан. 5-7).

В мигматитах обычны дайки микрогаббро и микродиоритов, в разной степени мигматизованные (рис. 2, е, табл. 1, ан. 8). Важно отметить, что даже почти не мигматизированные дайки, например показанная на рис. 2, е дайка 430 (анализ 8 в табл. 1), обладают общими особенностями минерального состава с мигматитами.

Крутихинский массив вскрыт в гранитном карьере размером 400 на 400 м, расположенном в западном экзоконтакте Адуйского массива на площади распространения допалеозойских пород (рис. 1) в районе поселка Крутиха (в 58 км от Екатеринбурга). Обнаженная часть массива сложена кварцевыми диоритами (табл. 1, ан. 9-12), серыми мелкозернистыми адамеллитами и гранитами (ан. 13-14) и прорывающими их пегматоидными гранитами (ан. 15-16). Первые две группы пород отличаются пестрым составом вследствие ясно проявленных процессов мигматизации и частичного плавления (рис. 3).

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Каменского и Крутихинского массивов

Элем.	308	429	40	312	301	41	42	430	32	64	34	35	38	36	39	62	61	Ад-3	Ад-4
SiO ₂	55.5	68.8	69.0	69.4	72.3	76.1	78.2	63.4	60.1	61.7	61.9	63.3	69.9	73.9	73.2	71.4	66.2	72.2	74.6
TiO ₂	1.9	0.4	0.5	0.3	0.3	0.1	0.0	0.7	0.9	0.7	0.7	0.6	0.5	0.2	0.2	0.1	1.1	0.4	0.2
Al ₂ O ₃	19.8	15.2	14.9	16.5	14.8	12.7	12.3	15.7	14.9	14.8	14.7	15.8	15.0	14.1	14.6	15.5	14.6	14.3	13.9
Fe ₂ O ₃	1.0	3.1	2.4	1.2	0.6	0.9	0.0	2.2	3.0	4.2	3.5	2.5	1.6	1.2	1.2	0.8	2.6	2.2	0.8
FeO	6.1	0.4	1.6	1.3	1.4	0.4	0.4	2.2	4.3	1.8	2.5	2.5	1.1	0.5	0.4	0.4	2.8	0.7	0.5
MnO	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
MgO	3.1	1.8	1.3	1.1	1.0	0.3	0.1	2.8	5.9	4.8	4.9	3.9	0.9	0.4	0.4	0.2	1.6	0.7	0.3
CaO	5.2	3.0	2.6	2.1	1.5	0.8	0.9	3.3	2.7	5.9	5.9	4.8	2.1	1.4	1.5	0.4	3.3	1.8	1.0
Na ₂ O	2.6	4.9	4.6	5.0	5.2	2.9	3.0	4.8	2.5	3.0	2.8	3.1	4.2	3.7	4.0	2.4	4.0	3.7	3.5
K ₂ O	2.1	2.0	1.9	3.0	3.1	5.3	4.9	3.2	4.0	1.9	1.8	2.2	3.3	4.4	4.1	8.7	2.0	3.5	4.9
P ₂ O ₅	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.6	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.8	0.1	0.0
ППП	1.4	0.5	0.6	0.4	0.4	0.2	0.1	0.8	1.2	0.8	0.9	0.9	1.0	0.3	0.2	0.0	0.5	0.4	0.3
Li	36.1	18.7	22.2	28.9	55.2	6.9	4.2	20.2	73.4	14.0	28.0	26.8	32.9	22.2	14.7	13.9	47.6	32.1	19.1
Rb	31.5	42.0	97.7	60.9	106	73.4	97.2	58.0	330	72.3	110	136	178	198	185	324.0	203.0	262.2	317.2
Cs	1.7	1.5	1.9	1.9	3.6	0.5	0.7	1.6	9.4	4.3	6.5	7.7	2.8	1.1	1.4	2.7	4.7	1.3	1.1
Be	1.1	0.9	1.1	2.0	2.4	0.4	0.8	1.5	3.0	0.9	2.5	3.3	4.6	1.9	2.4	1.0	3.1	1.6	1.9
Sr	826.0	547.0	412.0	400.0	310.0	91.7	87.7	1025.0	240.9	298.0	348.0	333.2	621.7	167.3	215.0	263.8	958.1	379.8	154.5
Ba	606.0	521.0	368.0	653.0	565.0	345.0	432.0	995.0	204.8	152.0	398.7	281.3	1204.0	621.2	500.5	1074.0	1152.0	1355.0	480.0
Sc	13.7	4.2	4.5	5.5	3.6	0.7	н/о	6.6	16.8	12.4	18.1	12.4	2.5	2.0	2.6	1.6	5.7	2.1	3.1
V	139.0	35.9	41.6	42.4	23.1	10.1	3.7	58.6	92.8	63.7	100.9	67.1	32.4	13.1	9.1	8.3	85.2	29.1	5.5
Cr	11.3	10.6	23.7	18.0	10.0	4.9	4.7	19.8	139.9	56.7	149.5	76.6	8.3	5.6	4.3	32.0	15.8	8.3	5.5
Co	16.9	5.3	6.4	5.3	2.9	1.3	0.4	7.9	19.6	14.7	22.8	16.6	4.5	1.7	1.6	1.6	10.4	3.4	0.8
Ni	6.7	5.8	11.3	5.3	3.3	2.6	1.5	16.9	51.0	29.4	57.0	34.9	4.5	1.8	2.6	2.7	10.8	2.0	1.3
Cu	32.0	29.2	11.0	0.4	14.1	2.8	4.8	18.6	10.3	5.7	7.8	7.0	17.0	5.4	5.4	9.8	41.7	5.6	2.8
Zn	110.0	24.5	63.4	27.7	57.2	14.1	3.6	37.7	169.6	43.1	69.2	72.5	122.0	45.0	30.3	20.1	96.2	51.1	29.9
Ga	21.4	15.3	19.5	17.1	17.7	14.3	14.4	15.4	26.6	12.9	19.4	19.5	21.6	25.7	23.0	19.4	19.6	21.0	21.7
Y	15.6	5.6	5.5	8.8	5.7	1.0	0.9	10.7	10.2	11.8	23.5	12.9	5.8	4.1	4.6	1.0	12.0	5.1	5.6
Nb	5.8	3.4	4.4	5.5	5.8	1.0	0.3	17.2	16.5	5.8	11.8	12.5	12.4	10.0	7.7	5.7	15.9	12.5	12.3
Ta	0.3	0.3	0.2	0.5	5.0	0.1	0.0	0.9	0.8	1.6	1.0	1.0	0.5	0.6	0.4	0.5	0.8	0.6	0.6
Zr	20.6	50.1	42.6	82.4	53.5	38.1	60.0	67.8	17.0	16.8	32.6	18.3	85.0	106.5	74.4	48.6	189.1	50.8	85.5
Hf	0.7	1.4	1.0	2.6	1.8	1.2	2.1	1.8	0.7	0.8	1.3	0.8	2.1	2.8	1.9	1.5	4.2	1.1	2.8
Mo	0.4	0.1	0.1	0.1	1.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1
Sn	2.2	1.2	1.4	1.7	1.8	0.2	0.3	1.4	11.7	1.0	2.5	3.6	3.3	3.8	3.1	1.8	2.4	3.0	3.7
Tl	0.4	0.5	н.о.	0.5	1.5	н.о.	н.о.	н.о.	2.3	0.4	0.8	0.9	0.9	0.9	0.8	1.5	1.2	0.8	1.1
Pb	13.3	10.3	14.2	16.1	25.2	21.9	26.1	12.6	11.6	7.6	13.7	19.1	28.4	40.5	37.0	50.8	21.6	22.6	42.9
U	0.6	1.5	0.6	2.4	1.4	0.7	1.0	1.8	1.9	2.2	1.8	4.6	2.9	3.2	2.2	0.9	5.9	3.3	3.7
Th	2.5	4.8	4.4	7.3	6.1	2.1	3.8	5.4	3.1	2.4	2.4	3.4	21.0	12.5	8.9	0.9	13.1	21.8	15.9
La	18.2	19.3	17.9	17.3	13.8	1.5	4.6	42.0	8.7	7.5	15.2	9.5	56.9	22.9	16.8	2.5	63.9	59.6	22.5
Ce	42.9	37.2	33.4	35.9	26.5	3.1	7.8	82.7	18.9	15.8	27.6	20.4	102.7	49.3	33.3	4.0	122.3	107.5	45.2
Pr	5.6	4.1	3.3	4.0	2.9	0.3	0.7	9.2	2.3	2.1	3.8	2.4	10.4	5.5	3.7	0.4	14.7	10.5	4.9
Nd	23.5	14.9	10.3	14.4	9.5	1.2	1.9	32.6	9.4	9.2	15.8	9.3	33.4	19.5	13.1	1.4	52.2	33.3	17.3
Sm	4.9	2.8	1.5	2.6	1.7	0.3	0.2	5.2	2.3	2.3	4.0	2.1	4.5	3.5	2.6	0.3	7.9	4.2	3.6
Eu	1.5	0.7	0.4	0.8	0.5	0.1	0.2	1.3	0.5	0.7	1.0	0.6	1.0	0.8	0.6	0.4	1.9	0.8	0.6
Gd	4.2	1.4	1.4	2.1	1.3	0.2	0.2	2.2	2.2	2.3	4.1	2.1	2.4	2.0	1.8	0.2	4.5	2.1	2.9
Tb	0.6	0.2	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.4	0.3	0.4	0.7	0.3	0.3	0.2	0.2	0.0	0.5	0.2	0.3
Dy	3.0	1.3	1.0	1.5	1.6	0.2	0.1	2.4	2.1	2.1	4.2	2.2	1.3	1.0	1.1	0.2	2.7	1.2	1.5
Ho	0.6	0.2	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.4	0.4	0.4	0.8	0.5	0.2	0.2	0.2	0.0	0.5	0.2	0.2
Er	1.5	0.6	0.6	0.8	0.6	0.1	0.1	1.2	1.0	1.2	2.4	1.3	0.5	0.4	0.4	0.1	1.1	0.4	0.5
Tm	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1
Yb	1.2	0.5	0.4	0.8	0.6	0.2	0.2	1.0	0.8	1.1	2.2	1.3	0.4	0.3	0.3	0.1	0.8	0.3	0.4
Lu	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1

Примечание: Каменский массив: 1-3 – мигматиты (валовый состав); 4 – гранитные жилы в мигматитах; 5-7 – граниты крупных тел; 8 – дайка диорита. Крутихинский массив: 9-12 – кварцевые диориты; 13-14 – серые мелкозернистые граниты; 15-16 – пегматоидные граниты; 17 – синплутоническая дайка; 18, 19 – граниты из щебеночного карьера в западной эндоконтактной зоне Адуйского массива.

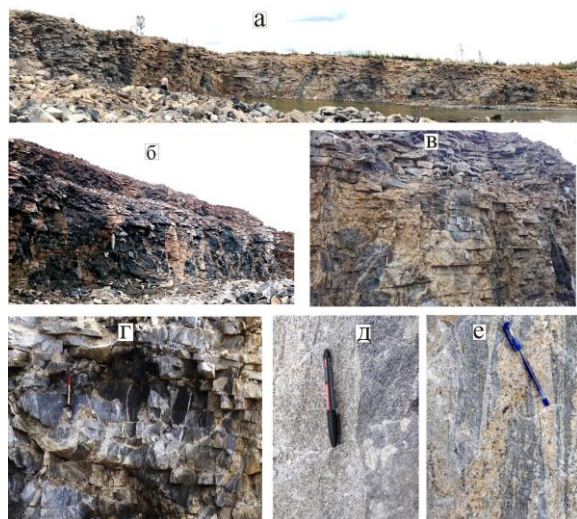


Рис. 3. Мигматиты Крутихинского массива (щебеночный карьер): а – общий вид стенки карьера, б, в, г – мигматизированные кварцевые диориты, на фотографии «в» в правой части – дайка, разобранная на блоки вследствие мигматизации, д – интрузивный контакт полосчатого кварцевого диорита (справа) и полосчатого гранита, имеющих разное направление полосчатости; е – небольшое тело пегматоидного гранита (розовый) в сером мелкозернистом мигматизированном граните

Кварцевые диориты залегают в виде дайкообразных крутых тел в прорывающих их серых мигматизированных гранитах, расчленяясь ими на ряд блоков (рис.3, а, б, в, г). Геологический факт, возможно, объясняющий природу диоритов, показан на фотографии «в» (рис. 3), в правой части которой видна диоритовая дайка, прорывающая мигматизированные амаеллиты и граниты и расчлененная ими же на ряд блоков. Такие соотношения типичны для синплутонических даек, внедряющихся в не полностью затвердевшие породы. Эта дайка, по-видимому, может служить моделью для объяснения природы всех кварцевых диоритов массива, которые представляют собой жильные образования, внедрившиеся в гранитоиды во время их мигматизации и сами мигматизированные.

В отличие от Каменского массива, в Крутихинском – анатектический расплав обособляется в виде многочисленных жил

и разнообразных по форме инъекций, варьирующих по составу от амаеллита до гранита и прорывающих кварцевые диориты, которые в свою очередь тоже неустойчивы вследствие неравномерности плавления и частичной переработки в самом расплаве. Жилы гранитов имеют пологое и крутое залегание. В них обычны многочисленные ксенолиты диоритов и гранодиоритов, в разной мере переработанных.

В гранитах и амаеллитах – продуктах кристаллизации анатектического расплава – часто наблюдается полосчатая текстура (рис. 3, д, е), отражающая деформации в процессе мигматизации. Судя по интрузивным контактам пород разного состава, мигматизация включает несколько этапов, каждый из которых сопровождается своим планом деформаций (рис. 3, д). Пегматоидные граниты имеют массивную текстуру.

Кварцевые диориты Крутихинского массива представляют собой мелко- и среднезернистые массивные или слабо гнейсовидные породы аллотриоморфнозернистой структуры. В их составе плагиоклаз, кварц, иногда ортоклаз, роговая обманка, биотит, апатит, сфен.

Обычны диориты, в которых единственным темноцветным является биотит (например, проба 32 – ан. 9 в табл. 1). Плагиоклаз часто содержит антипертиты и образует сравнительно крупные как недеформированные, так и трещиноватые зерна. Трещины в последних залечены кварц-полевошпатовым агрегатом, который, кроме того, слагает и интерстициальный базис пород. Этот агрегат нередко имеет структуру «ниточки бус» (the string of beads texture), образующуюся в процессе кристаллизации анатектического расплава – продукта мигматизации пород (Hollness, Sawyer, 2008). В контакте с ортоклазом нередко развивается мирмекиит.

Порода, слагающая слабо мигматизированные синплутонические дайки (обр.61, анализ 17 в табл. 1), близка по составу гранодиориту. Главное отличие от описанных выше кварцевых диоритов –

мелкозернистая гнейсовидная структура, аллотриоморфнозернистая, более простой минеральный состав (биотит, плагиоклаз, кварц) и обилие акцессорного фторапатита (F - 4,17%, SO₃ - 0,44%), характерного для поздних стадий кристаллизации (Ферштатер, 1987).

Серые мелкозернистые граниты, тесно пространственно связанные с кварцевыми диоритами, представляют собой массивные или гнейсовидные породы аллотриоморфнозернистой структуры. В их составе биотит, плагиоклаз, ортоклаз, кварц, циркон, апатит. В небольшом количестве отмечаются мусковит и рудный минерал. Особенность породы – равномерное распределение мирмекита, «маркирующего» наличие ортоклаза.

Пегматоидные граниты образуют многочисленные небольшие тела и жилы в кварцевых диоритах и мелкозернистых гранитах. Это светлые розовато-серые породы, варьирующие по крупности зерен от средне- до крупнозернистых. В составе пород: плагиоклаз такого же состава, как в мелкозернистых гранитах, ортоклаз-пертит с участками неясного решетчатого строения, кварц, биотит, мусковит (слюды присутствуют примерно в равных количествах), рудный минерал, сфен, циркон и апатит. Отмечаются (в небольшом количестве) мирмекит и мелкий капельный кварц.

Породообразующие минералы

Полевые шпаты. Плагиоклаз в породах Каменского массива варьирует от альбит-олигоклаза до андезина, соответственно изменению основности пород. Важно отметить, что плагиоклаз из мигматизированной дайки диорита сходен с плагиоклазом гранитов, что свидетельствует о процессе мигматизации дайки. Отличительной чертой плагиоклазов из Каменского массива является зональное строение, характер зональности прямой: в центре состав отвечает An 23-34, в крае - An 17-21.

Состав плагиоклаза Крутихинского массива колеблется от An15 до An43.

Наиболее основные плагиоклазы An43-37 отмечаются в биотит-роговообманковых диоритах, в близких по содержанию кремнезема биотитовых разностях содержание анортита в плагиоклазе падает до 33-34%. Состав плагиоклаза в синплутонической дайке гранодиорита соответствует гранитному. В продуктах мигматизации – серых гранитах и в более молодых розовых крупнозернистых гранитах плагиоклаз имеет состав An15-19. Важной особенностью последнего является наличие антипертитов, состав которых отвечает пороодообразующему ортоклазу (см. ниже).

Калишпаты Каменского массива представлены ортоклаз-микрпертитом, образующим неравнозернистый агрегат, в краях наиболее крупных зерен которого встречаются участки с нечеткой микроклиновой решеткой. Содержание Na₂O колеблется от 0,54 до 1,35 мас.%. Необычной особенностью калишпатов из мигматитов и жил в них является наличие бария (до 1,35 мас.%), что проявляется и в валовом составе самих пород. При увеличении кремнекислотности пород содержание бария в калишпате уменьшается.

Калишпаты Крутихинского массива сходны с каменскими и представлены ортоклаз-микрпертитом с содержанием Na₂O от 1,05 до 1,96 мас.%. Барий в заметном количестве наблюдается только в дайке (до 0,60 мас.%).

Амфиболы Каменского массива в большом количестве присутствуют в мигматитах и в диоритовых дайках в них, они имеют близкий химический состав (табл. 2).

Согласно современной классификации, амфиболы относятся к одному типу – кальциевых амфиболов ($Ca_B > 1.5$, $Ca_A < 0.5$, $(Na + K)_A < 0.5$), серии феррочермакит-железистая роговая обманка (Leake et al., 1997). На диаграмме TiO₂-Al₂O₃ (рис. 4,а), они располагаются в поле абиссальной фации глубинности (Ферштатер, Бородин, 1975).

Амфиболы Крутихинского массива распространены в кварцевых диоритах

(табл. 2), они аналогичны каменским, по классификации относятся к типу кальциевых амфиболов, но более магнезиальные (серия магнезиальная роговая обманка-

чермакит). На диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ амфиболы Крутихинского массива располагаются в той же фации глубинности, что и Каменского массива (рис. 4).

Таблица 2. Химический состав амфибола в породах

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#
Каменский массив											
308 (5)	41,11	0,94	10,17	18,68	0,39	8,80	11,17	1,43	0,90	93,60	0,46
312 (2)	42,45	0,65	9,79	19,85	0,67	8,89	11,40	1,30	1,17	96,15	0,45
430 (2)	42,63	0,77	10,08	18,93	0,48	9,36	11,40	1,44	1,15	96,20	0,47
Крутихинский массив											
64 (3)	45,22	0,96	9,47	13,77	0,38	12,98	12,27	1,24	0,89	97,33	0,63
34 (6)	44,01	0,92	10,01	14,13	0,43	12,96	11,89	1,41	0,83	96,66	0,63
35 (6)	44,09	0,85	10,35	14,80	0,46	12,28	12,05	1,35	0,83	97,11	0,60

Примечание. Здесь и в табл. 3 в скобках указано количество проб. Названия пород приведены в табл. 1.

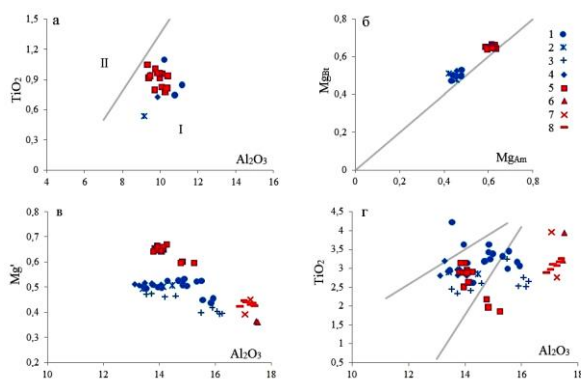


Рис. 4. Диаграммы составов роговой обманки (а) и биотитов (в, г), а также сосуществующих темноцветных минералов (б) пород Каменского (синий 1-4) и Крутихинского (красный 5-8) массивов: 1 – мигматиты, 2 – гранитные жилы в мигматитах, 3 – граниты крупных тел, 4 – дайка диорита; 5 – амфибол-биотитовые кварцевые диориты, 6 – граниты, 7 – пегматоидные граниты, 8 – дайка кварцевого диорита. Примерные поля пород разных фаций: I – абиссальной, II – мезоабиссальной (Ферштатер, Бородина, 1975)

Биотиты Каменского массива, наиболее распространенные темноцветные минералы изученных пород, на классификационной диаграмме (Дир и др., 1966) располагаются в пределах полей, ограниченных конечными членами: флогопитом, аннитом, истонитом и сидерофиллитом. Важно отметить устойчивые различия

между биотитами мигматитов и гранитных пород по магнезиальности ($Mg\#=0,52$ и $0,40$ соответственно) и содержанию титана (рис. 4, табл.3), что обусловлено более основным составом мигматитов. Биотиты изученных гранитоидов попадают в поле мезоабиссальной и абиссальной фации глубинности (рис. 4, в, г).

Магнезиальность биотитов Крутихинского массива существенно уменьшается с ростом кремнекислотности пород от $0,67$ в амфибол-биотитовых кварцевых диоритах до $0,36$ в серых гранитах.

Значение магнезиальности и содержание алюминия в биотите (рис. 4,в) связаны обратной корреляцией, при этом биотиты из амфибол-биотитового кварцевого диорита характеризуются наиболее высокой магнезиальностью и наименьшим содержанием общего глинозема, далее идут биотиты из биотитовых кварцевых диоритов, тренд замыкают биотиты из гранитов. С последними совпадают (как и в случае плагиоклазов) биотиты из слабо мигматизированной дайки б1. Важная особенность сосуществующих биотитов и амфиболов массивов: магнезиальность биотита выше, чем амфибола (рис. 4, б), что обусловлено принадлежностью пород к безмагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987).

Таблица 3. Химический состав биотита в породах

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	K ₂ O	Сумма	Mg#
Каменский массив									
308 (4)	35,96	3,28	14,34	20,29	0,06	11,31	9,32	94,56	0,50
429 (9)	36,70	3,32	14,63	19,34	0,18	11,50	9,26	95,37	0,52
40 (3)	35,65	3,23	15,77	20,60	0,32	9,17	9,68	94,52	0,45
312 (3)	36,66	2,89	14,00	20,44	0,47	11,29	9,29	95,03	0,50
301 (4)	36,43	2,45	14,01	20,74	0,50	10,01	9,04	93,17	0,47
41 (5)	35,19	2,74	15,97	22,22	0,40	8,20	9,76	94,62	0,40
430 (8)	35,56	2,93	13,58	19,63	0,33	11,23	9,13	92,49	0,51
Крутихинский массив									
32(3)	36,90	2,00	14,94	16,89	0,33	13,78	9,70	94,84	0,60
64(5)	37,53	2,96	13,97	14,83	0,25	14,94	9,64	94,30	0,65
34(2)	37,86	2,90	14,09	14,46	0,16	15,95	9,65	95,33	0,67
35(3)	37,73	2,67	14,05	14,83	0,26	15,32	9,42	94,42	0,65
36(2)	35,03	3,59	17,49	21,97	0,23	6,88	9,70	95,09	0,36
39(2)	35,18	3,36	17,16	20,68	0,52	8,31	9,77	95,18	0,42
61(6)	35,44	3,08	17,17	20,33	0,46	8,59	9,71	95,03	0,43

Второстепенные и акцессорные минералы

В Каменском массиве наряду с биотитовыми встречаются двуслюдяные разновидности гранитов. Они распространены в гранитах крупных тел с высоким содержанием кремнезема (табл.1, ан.3,6,7). Здесь наблюдаются крупные чешуи мусковита, к краям которого нередко приурочены мелкие листочки биотита. Во всех образцах наряду с более распространенными крупными чешуями мусковита наблюдаются мелкие. Его отличает высокое содержание кремнезема, железа и пониженное содержание калия. Судя по расчету кристаллохимической формулы $K_{0,6}(Mg_{0,1}, Fe_{0,3})Al_{1,7}(Si_{3,3} Al_{0,7}) O_{10}(OH)_2$, рассматриваемый мусковит близок к фенгиту (Бородина, Ферштатер, 1988; Dawes, Evans, 1991). Такой состав мусковита и характер структурных взаимоотношений с биотитом – довод в пользу абиссальных условий образования рассматриваемых гранитоидов.

В Крутихинском массиве мусковит в породах встречается редко в виде единичных мелких чешуек, приуроченных к пла-

гиоклазу. По составу он отвечает первично магматической разновидности $K_{0,9}(Mg_{0,1}, Fe_{0,2})Al_{1,8}(Si_{3,1} Al_{0,9})O_{10}(OH)_2$.

Акцессорные минералы в Каменском массиве представлены апатитом (содержание фтора составляет 2,19-4,33%, хлор – не обн., серы – до 0,88%), сфеном, эпидотом; реже встречаются магнетит, циркон, ортит и Се-паризит.

Эпидот образует отдельные зерна и тонкие каймы вокруг ортита (табл.4). Химический состав обеих разновидностей эпидота не различается, доля пистацитовой составляющей –

$$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al) = 25,0-27,4,$$

что позволяет сделать вывод о его магматическом происхождении (Dawes, Evans, 1991).

Паризит, минерал из группы карбоната, обнаружен в мигматите (табл.1, ан. 2,8; табл.4 и рис. 5).

Акцессорные минералы в Крутихинском массиве представлены апатитом (содержание фтора составляет 3,46-4,19%, хлора – до 0,15%, серы – до 0,17%) и монацитом (характеризуются отчетливой неоднородностью по химическому составу: содержание Se_2O_3 – 26,02-32,61 мас.%;

La_2O_3 – 12,18-15,89; Nd_2O_3 – 9,00-10,52; 0,14; SiO_2 – 0,19-0,57; Y_2O_3 – 0,3-3,05; Pr_2O_3 – 2,40-3,03; Sm_2O_3 – 1,07-1,86; ThO_2 CaO – 0,80-2,01 (Замятин и др., 2016)).
– 3,33-8,76; UO_2 – 0,38-1,54; PbO – 0,05-

Таблица 4. Состав ортита и паризита в породах Каменского массива

Компонент	Ортит				Паризит-(Ce)			
	430-1	430-2	429-1	429-2	429-1	429-2-1	429-2-2	429-3
SiO_2	31,67	30,86	30,75	30,17	2,57	0,19	0,32	0,04
TiO_2	2,26	1,92	1,60	1,46	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al_2O_3	14,26	13,23	13,49	12,98	0,62	0,08	0,09	0,07
FeO	14,61	12,10	9,43	9,46	3,26	0,34	0,26	0,75
MnO	н.о.	н.о.	0,45	0,49	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	0,88	0,64	0,87	0,77	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	12,76	11,07	10,54	10,44	10,02	10,78	11,57	7,86
Na_2O	н.о.	0,33	0,18	0,19	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
P_2O_5	н.о.	н.о.	0,09	0,10	н.о.	0,20	0,20	0,17
SO_2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,17	0,17	0,12
ZrO_2	н.о.	0,81	1,04	1,25	н.о.	0,08	0,17	0,03
U_2O_3	н.о.	н.о.	0,09	0,10	н.о.	0,11	0,03	0,06
ThO_2	н.о.	н.о.	0,74	0,77	5,95	6,30	6,72	2,10
La_2O_3	6,96	5,54	4,67	4,20	14,36	17,99	17,19	19,33
Ce_2O_3	9,79	8,28	7,85	7,10	22,49	24,16	25,95	29,45
Pr_2O_3	н.о.	н.о.	0,61	0,35	1,46	1,77	1,27	1,99
Nd_2O_3	1,28	н.о.	2,31	2,29	5,26	7,47	7,37	9,61
SmO	н.о.	н.о.	0,34	0,29	н.о.	0,89	0,92	1,21
EuO	н.о.	н.о.	0,24	0,21	н.о.	0,51	0,33	0,77
Gd_2O_3	н.о.	н.о.	0,78	0,69	н.о.	2,36	2,54	2,82
Ho_2O_3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,00	0,06	0,13
Tm_2O_3	н.о.	н.о.	0,26	0,12	н.о.	0,16	0,03	0,12
Yb_2O_3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,05	0,03	0,04
Сумма	94,47	84,79	86,57	84,02	66,75	73,81	75,40	76,75

Примечание: н.о. – не обнаружено.

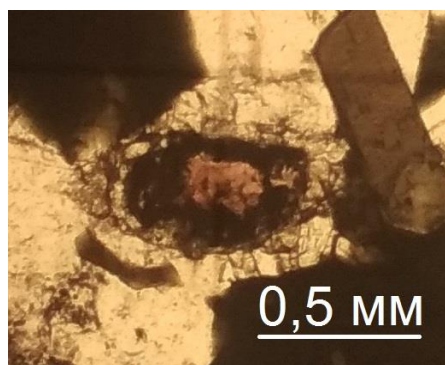


Рис. 5. Ортит в центре с каймами темного паризита (Ce) и эпидота

Наличие в породах Каменского массива редкоземельной акцессорной минерализации, возможно, позднее проявилось и в образовании в массиве Зенковского редкометалльного рудопроявления (Грабежев, 1981).

Петрохимия, геохимия

Породы Крутихинского массива образуют единый тренд на диаграмме Ab-Q-

Or, отличный от тренда пород Каменского массива (рис. 6). Этот тренд характеризуется примерно одинаковым $Ab-Q$ отношением, близким к таковому в соответствующей эвтектике при P_{H_2O} 2-3 кбар, тогда как породы Каменского массива принадлежат стандартному тренду эволюции большинства магматитов как дифференциационного, так и анатектического происхождения. Лейкосома полосчатых мигматитов сильно отличается по составу от кварц-полевошпатового минимума (рис. 6) и эволюционирует в сторону этого минимума, обогащаясь кварцем и калишпатом. Эта эволюция сопровождается перемещением расплава, который кристаллизуется в виде штокверка гранитных обособлений и жил. Эволюция в ходе мигматизации без перемещения расплава отмечается только в Каменском массиве.

Образующийся при этом ряд пород характеризуется примерно одинаковым со-

держанием нормативного калишпата, что подчеркивается направлением линий, соединяющих составы меланосомы и лейкосомы (рис. 6).

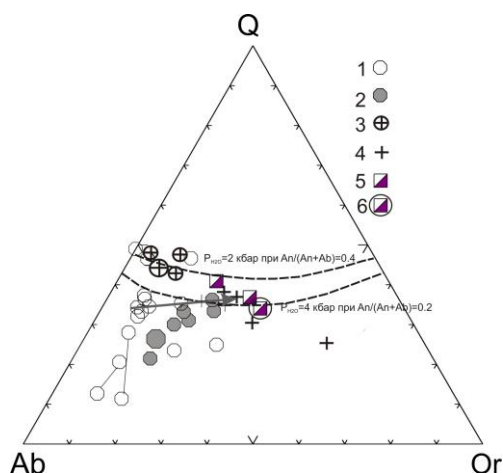


Рис. 6. Диаграмма *Ab-Q-Or* для пород Каменского (1, 2), Крутихинского (3, 4) и Адуйского (5, 6) массивов. 1 – мигматиты, 2 – граниты крупных тел, 3 – кварцевые диориты, 4 – граниты, 5 – граниты Ад-3 и Ад-4 из западной части массива (ан. 18, 19 в табл. 1), 6 – средний состав гранита. Крупные значки – дайки 430 и 61. Тонкими линиями соединены составы меланосомы и лейкосомы. Серой стрелкой показан тренд эволюции анатектического расплава. Штриховые линии – кварц-полевошпатовая котектика при $An/(An+Ab)=0.4$ и 0.2 (Ферштатер, 1987)

Таблица 5. *P-T* параметры формирования пород массивов

Геотермо-барометры	Каменский массив			Крутихинский массив		
	308	312	430	64	34	35
Pl-Amp [11]	4.9-6.3 кбар	5.7-6.5 кбар	5.7-6.5 кбар	4.5-4.7 кбар	4.7-5.2 кбар	4.5-5.2 кбар
Amp [25]	5-6.8 кбар	5.1-5.7 кбар	5.4-5.9 кбар	4.7-4.9 кбар	5.1-5.5 кбар	5.2-5.8 кбар
Pl-Amp [19]	4.6-6.3 кбар 702-722 °C	5.0-5.7 кбар 672-681 °C	5.4-5.9 кбар 672-676 °C	4.4-4.7 кбар 689-705 °C	3.7-4.3 кбар 746-766 °C	4.0-5.1 кбар 719-765 °C
Ti-hbld °C [24]	644-710 °C	620-649 °C	643-661 °C	666-683 °C	651-674 °C	647-673 °C

Важно отметить, что состав даек в Каменском и Крутихинском массивах различен (рис. 7). По ряду элементов точки даек близки к главному тренду пород в соответствующих массивах, по некоторым отличны. Дайка 61, изображенная на рис. 3, в, отличается от кварцевых диоритов Крутихинского массива низкой концентрацией таких совместимых элементов, как Cr, Ni, Co, Sc (табл.1). Не попадает она и на Rb-Sr

Кристаллизация пород, судя по роговообманково-плагиоклазовому геобарометру (Ферштатер, 1990; Schmidt, 1993), происходила при давлении 4,6-6,8 кбар (Каменский массив) и 3,7-5,8 кбар (Крутихинский массив), что совпадает с фациальной принадлежностью, определенной по составам биотита и амфибола (табл.5, рис.4).

Петрохимические тренды пород рассматриваемых массивов совпадают. Только самые молодые дайки отличаются от остальных пород повышенным содержанием фосфора. Кварцевые диориты Крутихи, кроме дайки 61, отличаются от пород Каменского массива повышенным содержанием хрома, кобальта, скандия, но главное геохимическое различие пород Каменского и Крутихинского массивов – повышенное содержание рубидия в гранитах, диоритах и дайках последнего (рис. 7). По этому и ряду других геохимических параметров (рис. 7) граниты Крутихинского массива сходны с гранитами западного эндоконтакта Адуя, что может служить подтверждением предположения о том, что именно они и представляют собой магму, образовавшую эту часть Адуйского массива.

изохрону кварцевых диоритов (рис. 12, табл. 7), что свидетельствует об определенной самостоятельности наиболее поздней и хорошо сохранившейся (но все же ясно мигматитизированной) дайки 61 от остальных кварцевых диоритов массива, которые, судя по изложенным в предыдущем разделе геологическим данным, тоже представляют собой дайковые тела, но более сильно переработанные.

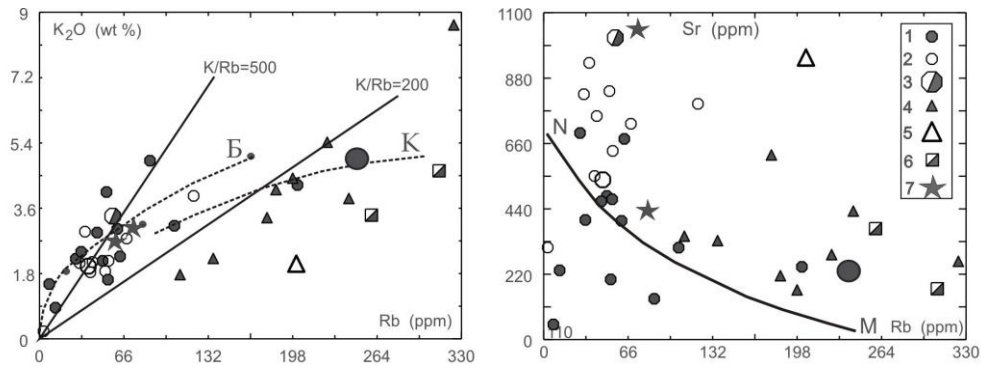


Рис. 7. Диаграммы Rb – K₂O и Rb – Sr. Штриховые линии Б и К на диаграмме Rb-K₂O – генеральные тренды гранитоидов базальтоидного и корового происхождения. Линия MN на диаграмме Rb-Sr разделяет поля островодужных и орогенных пород (Феритатер, 1987)

Что же касается дайки 430 из Каменского массива, изображенной на рис. 2, е, то она по большинству элементов отвечает тренду всех пород массива (в том числе и по нормативному составу, рис. 3). Из этих данных следует, что, обладая определенной общностью состава с гранитоидами соответствующих массивов, дайки имеют ясно выраженные геохимические особенности, свидетельствующие о том, что они представляют собой самостоятельный магматический импульс, который, возможно, и

послужил источником тепла для массовой мигматизации.

За исключением Rb, по содержанию остальных редких, в том числе редкоземельных элементов, гранитоиды повышенной основности (рис. 8,а) и производные от них граниты (рис. 8,б) Крутихинского и Каменского массивов обладают общими особенностями распределения, отражающими надсубдукционную природу протолита – отрицательные аномалии Nb, Zr и положительные – Sr, Li.

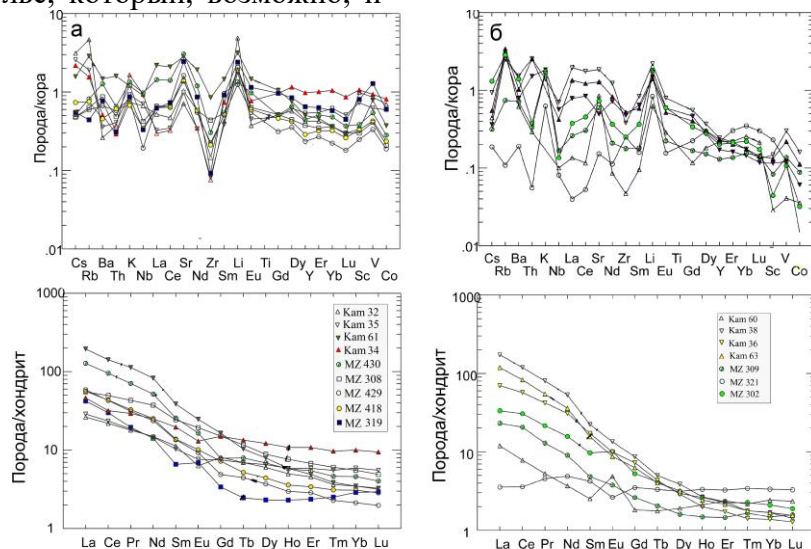


Рис. 8. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитоидах повышенной основности (а) и кислых породах (б) Каменского и Крутихинского массивов

Возраст

Возраст пород Каменского массива был определен U-Pb методом по циркону и Rb-Sr по породе в целом.

Цирконы из гранодиорита 300 представлены призматическими зональными

зернами типично магматического облика и образуют полихронную популяцию, сформированную в три этапа с возрастом 330, 309 и 297 млн. лет (табл. 6, рис. 9). Последняя популяция наиболее многочисленна, однородна и отвечает, по-видимому, глав-

ному этапу мигматизации. Дискордия с верхним пересечением 1021+/-430 млн. лет и нижним – 309 млн. лет (MSWD=1.14) свидетельствует об участии древнего циркона в популяции гранодиорита 300 и о преобразовании его в процессе мигматизации. Цирконы из мигматита 429 (внешний вид породы см. на рис. 2,б, состав – анализ 2 в табл.

1) характеризуются плохо выраженной зональностью и следами коррозии. Обращают на себя внимание широкие колебания содержания урана и тория в одновозрастных зернах циркона. Они более однородны по возрасту, чем цирконы из гранодиорита 300. Около 80% всех зерен отвечают возрасту главного этапа мигматизации (300±2.44 млн. лет) (рис. 9).

Таблица 6. Изотопные параметры циркона из пород Каменского массива

Номер зерна	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст	±	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±
Гранодиорит 300 (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ)														
1.1	501	202	0,40	20,2	294,2	2,8	267	210	0,0516	0,0045	0,332	0,0031	0,04669	0,0005
2.1	684	161	0,24	31,4	331	3,7	431	240	0,0555	0,006	0,403	0,0044	0,05269	0,0006
2.2	820	166	0,20	33,3	296,6	2,2	274	96	0,0518	0,0022	0,336	0,0014	0,04708	0,0003
3.1	534	260	0,49	22,2	302,8	2,9	173	220	0,0495	0,0046	0,329	0,003	0,0481	0,0005
4.1	1563	567	0,36	54	250,3	1,6	-36	160	0,0454	0,0029	0,248	0,0019	0,03959	0,0002
5.1	1036	413	0,40	42,3	297,9	2	298	110	0,0523	0,0022	0,341	0,017	0,04729	0,0003
6.1	370	131	0,35	15,1	295,9	3,2	215	220	0,0504	0,0046	0,327	0,029	0,04697	0,0005
7.1	1218	618	0,51	47	275,7	2,3	211	240	0,0503	0,005	0,303	0,03	0,04369	0,0004
8.1	411	139	0,34	17,4	302,7	5	-546	840	0,037	0,0011	0,246	0,081	0,04807	0,0009
9.1	1082	382	0,35	44,1	285,8	2,5	113	310	0,0483	0,0063	0,302	0,039	0,04533	0,0006
Мигматит 429 (SHRIMP-II, Университет Гранады, Испания)														
1.1	763,5	165,7	0,22	31,8	303,4	1,4	297,1	5,4	0,0523	0,0001	0,3473	0,0023	0,0482	0,0002
10.1	801	178,3	0,22	34,8	315,9	4,2	248,5	8	0,0512	0,0002	0,3544	0,0052	0,0502	0,0007
12.1	409,7	75,3	0,18	18,1	321,5	3,1	314,9	32,8	0,0527	0,0008	0,3714	0,0067	0,0511	0,0005
13.1	594	184,5	0,31	24,9	304,9	2,6	261,9	31,6	0,0515	0,0007	0,3437	0,0057	0,0484	0,0004
14.1	404,2	305,6	0,76	16,6	298,3	2,7	305,7	20,4	0,0525	0,0005	0,3426	0,0046	0,0474	0,0004
15.1	1121,5	573,7	0,51	46,3	300,1	3,2	233,1	18,8	0,0508	0,0004	0,334	0,0047	0,0477	0,0005
16.1	703,6	150,5	0,21	28,6	295,9	2,4	214,7	37,8	0,0504	0,0008	0,3265	0,0061	0,047	0,0004
18.1	945,2	318,4	0,34	38,8	298,5	1,1	230,3	13,8	0,0508	0,0003	0,3318	0,0026	0,0474	0,0002
19.1	1271	393	0,31	51,1	292,8	2,1	377,7	27,4	0,0542	0,0007	0,347	0,0051	0,0465	0,0003
20.1	393,8	174,6	0,44	16,2	298,9	5,2	246,3	32	0,0511	0,0007	0,3345	0,0076	0,0475	0,0008
4.1	804,3	704	0,88	34,2	308,8	0,9	240,3	33,2	0,051	0,0007	0,345	0,0053	0,0491	0,0002
7.1	257,8	75,1	0,29	10,7	303,1	3,6	359,7	58,6	0,0537	0,0014	0,3566	0,0105	0,0481	0,0006
8.1	655,1	385,7	0,59	27,4	303,9	1,6	243,3	34,6	0,0511	0,0008	0,3398	0,0056	0,0483	0,0003
9.1	1490,3	1009,2	0,68	61,5	300,2	1	274,1	15	0,0517	0,0003	0,3401	0,0028	0,0477	0,0002

Примечание. ²⁰⁶Pb* – радиогенный свинец. Возраст и изотопные отношения, измеренные в Гранаде, приведены без коррекции на нерадиогенный свинец.

Образцы для Rb-Sr анализа (табл. 7) отобраны из зоны мигматизации. Изохронный Rb-Sr возраст мигматитов составляет 309±36 млн. лет при первичном ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.70433±0.00023 (рис. 10). Это значение Rb-Sr возраста в пределах ошибки измерения отвечает циркононому возрасту мигматитов 429. Длительность процесса мигматизации составляла, по-

видимому, не более 10 млн. лет. За это время была сформирована главная масса гранитного расплава, образовавшего западную часть Адуйского массива, граниты которого содержат сложную полихронную популяцию цирконов с возрастом около 290 млн. лет (Краснобаев, 2006).

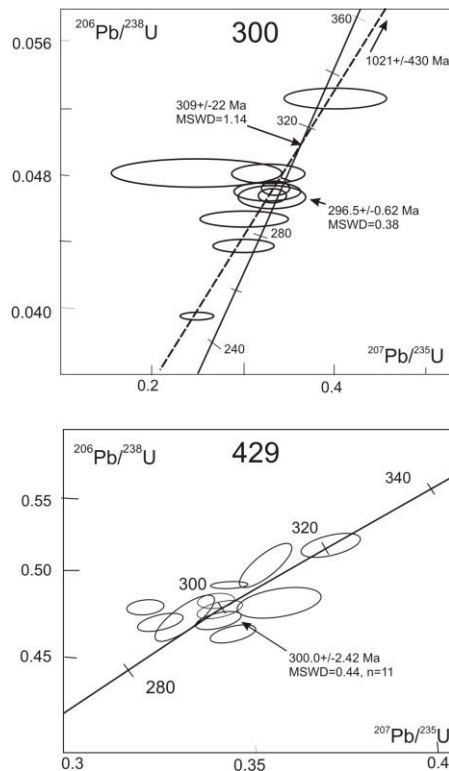


Рис. 9. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для циркона из гранодиорита 300 и мигматита 429 Каменского массива. Линия – дискордия с верхним пересечением 1021 ± 430 млн. лет и нижним – 309 ± 22 млн. лет

Таблица 7. Содержание Rb и Sr и изотопные характеристики гранитоидов Каменского массива

№	Rb, ppm	Sr, ppm	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$
302	185.8	227.6	2.3596	0.713402±9
309	57.39	225.6	0.7350	0.707569±8
311	49.83	790.9	0.1820	0.705141±5
312	55.10	464.2	0.3430	0.705825±6
316	59.41	501.4	0.3423	0.705833±7
319	59.03	503.7	0.3386	0.706048±8
330	58.10	409.3	0.4102	0.706134±9

Таким образом, можно говорить о том, что полученный цирконовый и Rb-Sr возраст пород Каменского массива составляет 298-309 млн. лет и отражает процесс мигматизации и частичного плавления, продукты которого зафиксированы как в самом Каменском, так и в Адуйском гранитном массиве.

Цирконы для определения возраста Крутихинского массива были выделены из всех трех главных разновидностей пород: кварцевого диорита 34, мелкозернистого гранита 38 и пегматоидного гранита

62. Облик циркона в названных породах близок. Преобладают удлиненные призматические зерна с хорошо выраженной зональностью. В обеих разновидностях гранитов отношение длины зерна к ширине составляет 2:1 – 5:1. Часть из них несет следы коррозии. Обращает на себя внимание, что зерна окружены тонкими каймами богатого ураном черного в катодлюминисценции циркона. В кварцевом диорите 34 преобладают обломки зерен.

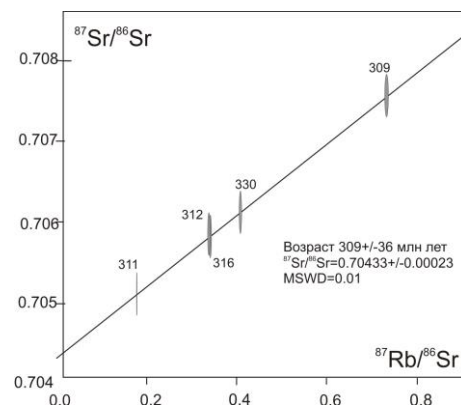


Рис. 10. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для пород Каменского массива. Составы пород см. в табл. 1

Сохранившиеся зерна по габитусу сходны с цирконами гранитов. Во всех трех пробах цирконы полигенны (табл.8, рис. 11). В кварцевом диорите 34 выявлены три популяции циркона с возрастом 335 ± 12.7 , 306.4 ± 7 и 283.2 ± 7.3 млн. лет. Сходные группы циркона – в мелкозернистом граните 38: 342 ± 9 , 307.8 ± 5.2 и 286.1 ± 8.1 млн. лет и в пегматоидном граните 62 – 329.6 ± 9.3 , 303.9 ± 5.8 , 292.4 ± 2.6 и 270.3 ± 5.6 . Наиболее молодой циркон в пегматоидном граните отвечает времени формирования большей части гранитов Адуйского массива.

Ранняя популяция во всех пробах представлена единичными зернами, по-видимому, домигматитового реликтового циркона, вторая и третья – отражают стадии процесса мигматизации и частичного плавления, а циркон с возрастом 270 млн. лет в самом молодом пегматоидном граните 62 связан с последней стадией эволюции анатектического расплава.

Таблица 8. Состав и возраст циркона из пород Крутихинского массива

Номер зерна	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст	±	% discord.
<i>34- кварцевый диорит</i>									
1	405,7	172,5	0,43	17,5	313,2	9,1	296,5	34,4	-0,6
2	1003,7	508,7	0,51	38,8	281,9	5,9	321,3	15,6	1,6
3	975,9	484,8	0,5	41,2	307,4	8,2	377,9	24,4	2,6
4	858,7	578,6	0,67	37,1	313,7	4,8	255,1	37,6	-2,2
5	1234,1	855	0,69	50,2	296,3	6	455,7	9,4	6
6	474,3	280	0,59	20,4	312,3	8	373,5	28,4	2,2
7	944,8	677,1	0,72	38,6	296,9	6,2	340,9	23,8	1,6
8	903,4	565,3	0,63	37,5	301,9	4,9	328,7	29,8	1
9	626,8	379,7	0,61	26	301,8	9,8	383,3	14,6	3
10	1327,4	769,1	0,58	53,8	294,8	9	325,7	16	1,2
11	543,5	319,9	0,59	22,4	299,5	8,3	362,9	30,4	2,4
12	431,2	233,6	0,54	19,8	333	14,7	291,7	13,2	-1,6
13	459,9	255	0,55	20,8	328,1	14,2	361,5	21,8	1,2
14	783,4	190,2	0,24	30,7	285	8,6	326,3	14,2	1,6
15	838,2	588,4	0,7	35	303,7	9,1	367,3	23,4	2,4
16	404,5	214,7	0,53	19,3	345,1	18,9	245,9	23,4	-3,8
17	470,7	233,8	0,5	19,9	308	9,7	433,5	36,6	4,6
<i>38- серый мелкозернистый гранит</i>									
1	1223,3	189,9	0,16	57,8	342,8	9	286,1	8	-2,2
2	352,6	180,3	0,51	14,3	294,4	9,1	446,9	33,6	5,8
3	478	303,1	0,63	19,6	298,4	11,5	363,3	20,4	2,4
4	340,8	248,5	0,73	14,3	305,9	9,4	304,7	26,6	0
5	743,5	470,1	0,63	23,5	231,1	9,6	507,5	20,8	10,4
6	508,7	263,2	0,52	21,7	309,6	1,7	347,9	17,4	1,4
7	494,8	336	0,68	19	279,7	12,6	276,7	29,2	-0,2
8	891,3	398,4	0,45	18,8	155,3	7,3	949,7	39,8	28,4
9	217,6	124,3	0,57	8,5	285,1	18,6	265,1	28,8	-0,8
10	535,5	339,4	0,63	22,8	309,7	2,7	283,9	26	-1
11	394,9	235,6	0,6	15,1	278,9	8,7	348,7	25,6	2,6
12	400,4	249,6	0,62	15,9	288,6	4,1	344,5	29,2	2,2
13	485,4	302,2	0,62	18,5	277,7	6,4	290,7	25,6	0,6
14	540,4	376,8	0,7	21,5	289,4	4	332,7	10,8	1,6
<i>62- пегматоидный гранит</i>									
1	6937,8	372,7	0,05	322,9	308,4	15,4	289,1	2	7
2	17332	284,4	0,02	902,2	267,1	9	255,3	4,6	25,8
3	8188,1	1661	0,2	329,8	260,5	11,2	1194,1	19,4	38
4	235	70,9	0,3	9,4	290,9	2,8	337,1	15,8	1,8
5	283	118,8	0,42	11,4	293,5	1,8	300,1	18,4	0,2
6	354,2	127,1	0,36	14,7	302,1	1,9	281,5	16	-0,8
7	1789,3	86,2	0,05	73,6	299,4	7,4	333,5	9,2	1,2
8	419	110,9	0,26	15,6	270,8	5,7	374,3	15,4	4
9	1640	1285,4	0,78	57,4	255,5	3,8	819,1	37	20
10	838,1	514,4	0,61	35	303,8	3,2	544,9	14,8	8,8
11	1445,5	353,6	0,24	53,8	271,6	4,6	317,1	7	1,8
12	393,5	218,6	0,56	16,4	302,4	5,3	370,1	37	2,6
13	727,3	274,4	0,38	29,4	294,6	3,4	348,5	12,6	2
14	136,6	51,8	0,38	5,7	305,2	4,2	379,7	45,6	2,8
15	589,9	100,9	0,17	26,8	329,6	9,3	327,3	32	0
16	3800,4	151,7	0,04	120,9	226,8	4,3	835,9	20	23,6
17	439,8	194,2	0,44	18,5	305,9	9,5	260,9	16,2	-1,6
18	228,9	83,8	0,37	9,1	290,6	2,8	380,9	49,2	3,4
19	353,6	303,6	0,86	13,2	271,5	3	303,3	23	1,2

Примечание: все данные приведены без корректировки на общий свинец.

Таблица 9. Изотопные параметры пород Крутихинского массива

	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	$\pm 2s$	$(^{87}\text{Sr}/$ $^{86}\text{Sr})$	$\pm 2s$	$(^{87}\text{Sr}/$ $^{86}\text{Sr})_i$	(eSr)i	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$\pm 2SE$	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	$\pm 2SE$	$(^{143}\text{Nd}/$ $^{144}\text{Nd})_i$	e, Nd
32	489.69	306.19	4.63	0.05	0.72	0.00	0.70	-9.95	12.66	2.97	0.14	0.00	0.51	0.00	0.51	3.03
34	151.36	422.16	1.04	0.01	0.71	0.00	0.70	-4.22	18.33	4.70	0.16	0.00	0.51	0.00	0.51	4.51
35	222.23	521.37	1.23	0.01	0.71	0.00	0.70	-5.54	10.56	2.38	0.14	0.00	0.51	0.00	0.51	5.55
36	176.07	243.93	2.09	0.02	0.73	0.00	0.72	263.86	56.19	9.01	0.10	0.00	0.51	0.00	0.51	-13.69
38	187.71	691.15	0.79	0.01	0.71	0.00	0.71	17.12	53.29	6.88	0.08	0.00	0.51	0.00	0.51	1.17
39	182.53	274.18	1.93	0.02	0.72	0.00	0.71	125.56	32.50	6.05	0.11	0.00	0.51	0.00	0.51	-10.43
60	204.80	302.79	1.96	0.02	0.71	0.00	0.71	33.13	41.31	8.43	0.12	0.00	0.51	0.00	0.51	-2.13
61	240.14	1063.93	0.65	0.01	0.71	0.00	0.71	26.93	81.44	11.47	0.09	0.00	0.51	0.00	0.51	-1.37
62	338.43	297.36	3.30	0.03	0.72	0.00	0.71	46.88	3.43	0.59	0.10	0.00	0.51	0.00	0.51	0.80
63	167.70	494.60	0.98	0.01	0.71	0.00	0.71	21.14	67.71	8.28	0.07	0.00	0.51	0.00	0.51	0.89

Примечание. Номера анализов соответствуют табл. 1.

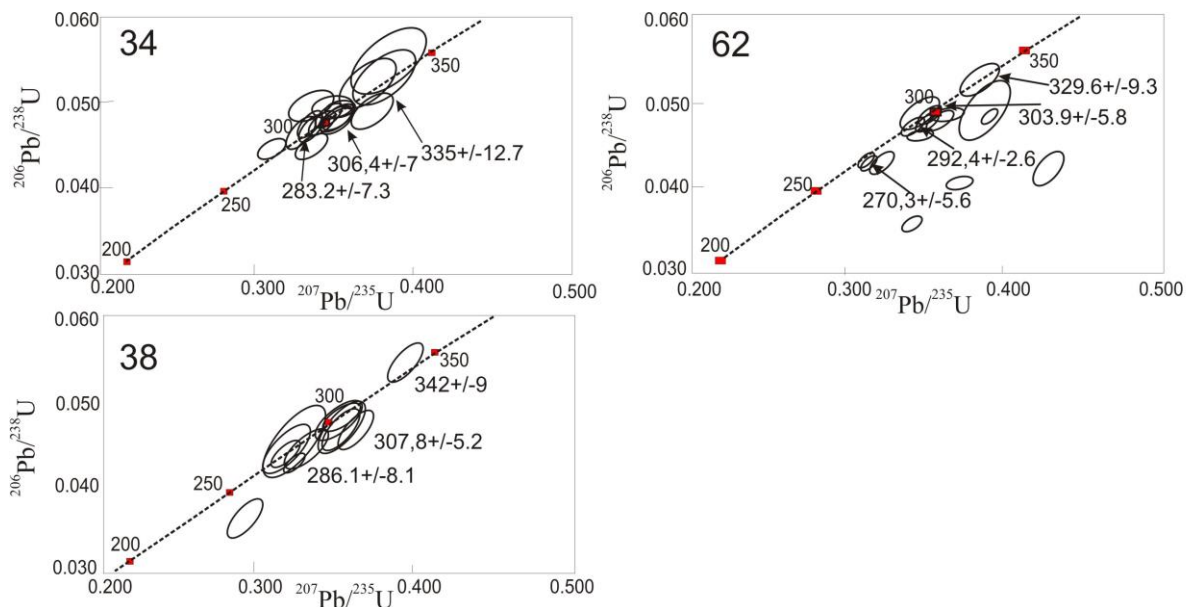


Рис. 11. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для циркона из кварцевого диорита 34, мелкозернистого гранита 38 и пегматоидного гранита 62. Пояснения в тексте.

Хорошее совпадение цирконового возраста мигматизации в Каменском и Крутихинском массивах однозначно свидетельствует о том, что время анатектического гранитообразования в северо-западном мегаблоке отвечает двум главным этапам: 306-300 и 292-293 млн. лет.

Важные результаты были получены при изучении Rb-Sr изотопной системы пород Крутихинского массива (табл. 9, рис. 12). Отдельные группы пород дают изохроны с вполне приемлемыми харак-

теристиками. Кварцевые диориты (пробы 32, 35, 34, рис. 12) отвечают изохронной зависимости со следующими параметрами: возраст 293 ± 31 млн. лет, $Sr_i = 0.70393 \pm 0.00077$, $MSWD = 3.9$.

Этот возраст соответствует позднему этапу мигматизации, который зафиксирован возрастом циркона как в Крутихинском, так и в Каменском массивах. Точки гранитов (пробы 38, 63 – мелкозернистые и 60, 62 – пегматоидные) образуют изохрону с параметрами: возраст 358 ± 16 млн.

лет, $Sr_1=0.70477\pm 0.00040$, $MSWD=7.1$. При этом, если исключить пробу мелкозернистого гранита 38, отличающегося ясной макроскопической неоднородностью, то параметры изохроны улучшаются: возраст 356 ± 4.8 млн. лет, $Sr_1=0.70483\pm 0.00010$, $MSWD=1.4$, что и следует принять за Rb-Sr возраст гранитов и соотношение в них изотопов стронция.

Возраст наиболее молодых даек, судя по их соотношениям с гранитами и Rb-Sr данным, составляет около 290-295 млн. лет. Полученные возрастные соотношения кварцевых диоритов и гранитов на первый взгляд противоречат геологическим данным о пересечении гранитами диоритов (рис. 3). Но при этом следует учитывать такие не менее очевидные факты, как залегание кварцевых диоритов в виде синплутонических даек в гранитах. Модель, объясняющая изложенное противоречие, излагается в разделе «Заключение».

Расплав, образованный в результате описанного анатексиса, предположительно был локализован в нижней (западной) части Адуйского массива, который представлен здесь гранитами *Ад-3* и *Ад-4* (табл. 1), отобранными в щебеночном карьере, расположенном в 2 км северо-восточнее пос. Крутиха. В этой части Адуйского массива преобладают мелкозернистые биотитовые ортоклазпертитовые (*Ад-3*) граниты, принадлежащие так называемому ватихскому комплексу (Ферштатер, 2013). Эти граниты перемежаются с ортоклаз-микроклинными (*Ад-4*) разновидностями, в которых микроклин, как и в жильных пегматоидных гранитах, образуется в ходе магматической эволюции богатого водой расплава.

Заключение

Цирконовые и Rb-Sr возрасты мигматитов двух рассмотренных в настоящей статье массивов – Каменского и Крутихинского, расположенных в подошве крупного Адуйского гранитного массива, – свидетельствуют о близком возрасте мигматизации и сопровождающего ее ча-

стичного плавления. Эти процессы охватывают интервал 309-298 млн. лет в Каменском массиве и 308-283 млн. лет – в Крутихинском с главным наиболее интенсивным этапом мигматизации 296-298 млн. лет тому назад. В названное время была сформирована основная масса гранитного расплава, локализованного в виде Каменского, Крутихинского и Адуйского массивов.

Полосчатая текстура мигматитов Каменского массива с мощностью отдельных прослоев не более 2-3 см свидетельствует о том, что в массе своей перемещение анатектического расплава ограничивалось небольшим расстоянием и контролировалось сдвиговыми нарушениями, определяющими полосчатый тип текстуры. Меланосома и лейкосома мигматитов сложены близкими по составу минералами, но в разных количественных соотношениях, что свидетельствует о большой роли метаморфической дифференциации в формировании мигматитов, особенно на ранней стадии.

По мере развития процесса частичного плавления состав лейкосомы приближается к гранитному, формы ее обособления все более напоминают жильные, и порода приобретает черты внедренной, в частности, ее ограничения пересекают направление полосчатости мигматитов. В отличие от полосчатых мигматитов Каменского массива, в Крутихинском массиве метаморфическая дифференциация проявлена слабо и ведущая роль в образовании мигматитов принадлежит частичному плавлению. Анатектический расплав обособляется в виде многочисленных жил и разнообразных по форме инъекций, варьирующих по составу от адамеллита до гранита и прорывающих кварцевые диориты, которые в свою очередь тоже неустойчивы вследствие неравномерности плавления и частичной переработки в самом расплаве.

Морфологические и минералогические различия разновозрастных мигматитов в двух рассмотренных массивах обусловлены в первую очередь P-T параметрами

процесса. В Каменском массиве главный этап мигматизации отвечает $P_{H_2O} = 0.7-0.8$ $P_{общ} = 3.5-4.5$ кбар при температуре около 600° в области стабильности роговой обманки и биотита, тогда как в Крутихинском массиве роговая обманка в процессе мигматитизации неустойчива, о чем свидетельствует исчезновение этого минерала в большинстве кварцевых диоритов и преимущественное развитие в них биотита. Общее давление в ходе мигматитизации примерно такое же, как и в Каменском массиве, температура составляет 650° (Замятина, 2016), а водное давление, судя по содержанию кварца в нормативной кварц-полевошпатовой котектике, общей для всех пород Крутихинского массива, равно примерно 2 кбар (рис. 6), т.е. составляет не более 50% $P_{общ}$.

Различен и состав субстрата мигматитов того и другого массива. Для Каменского массива это преимущественно девонские и каменноугольные тоналиты и гранодиориты габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) массивов типа Верхисетского (Ферштатер, 2013).

В Крутихинском массиве протолитом анатектических гранитов были породы кислого состава, степень частичного плавления которых была высока и, судя по текстуре и довольно однородному существенно гранитному составу мигматитов, превышала 80-90%. Можно предположить, что протолитом большинства гранитов были гранитогнейсы, т.к. их Rb-Sr изотопные параметры отвечают одному из этапов преобразования пород, возраст которого заметно древнее мигматизации (290-300 млн. лет, судя по циркону).

Rb-Sr возраст самых молодых и слабо мигматитизированных даек составляет 290-295 млн. лет и совпадает с возрастом циркона из даек и гранитов, фиксируя возраст мигматизации. Судя по особенностям химического состава и низкому $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношению, для даек можно предполагать мантийный источник, а это означает существование мантийно-корового взаимодействия на всех стадиях корового гранитообразования.

Основные выводы

1. Магмообразование приурочено к временному интервалу 309-283 с максимумом в диапазоне 298-296 млн. лет, которому отвечают мигматизация и анатексис разного по составу и возрасту протолита.

2. Протолит Адуйского гранитного массива представлен породами метаморфизованных и мигматизированных девон-позднекаменноугольных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных массивов и предположительно допалеозойского фундамента Уральского орогена.

3. Основной механизм магмогенерации – мигматизация и сопровождающий ее анатексис.

Библиографический список

- Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б. Состав и природа мусковита из гранитов // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1988. Ч. СХVII, вып.2. С 137–144.
- Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3, 316 с.
- Замятин Д.А., Вотяков С.Л., Ферштатер Г.Б., Замятина М.Д. Химическое датирование и рамановская спектроскопия монацита из гранитов Адуйского массива (Средний Урал) // Ежегодник-2015 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2016. С. 200-209.
- Замятина М.Д. Породообразующие минералы Крутихинского гранитоидного массива // Ежегодник-2015 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2016. С. 92-94.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Цирконовая геохронология мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Докл. РАН. 2005. Т.404, № 3. С. 407-410.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 2. С. 244-249.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / под ред. Г.Б Ферштатера / ИГГ УрО РАН. Миасс: 1994. 250с.

- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3-18.
- Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.:Наука,1987. 232 с.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр// Геохимия. 1990. №3. С.328.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2013. 365 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
- Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В. Новые данные о природе субстрата южноуральских позд-непалеозойских гранитов // Литосфера. 2015. № 3. С. 5–16
- Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива // Ежегодник-2001 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 146-150.
- Dawes R. L., Evans B.W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado // Geological Society of America Bulletin, 1991. Vol.103. P.1017-1031.
- Fershtater G.B., Rapoport M.S. Granite magmatism and related ore mineralisation in the Urals, Russia // Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. IGCP.INTAS.IAGOD. Moscow, 2000. P.97-111.
- Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. Per-aluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals // International Journal of Earth Science (Geol. Rundsch). 2002. Vol.91. P. 3-19.
- Holland, T. & Blundy, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib Mineral Petrol, 1994. Vol.116. P. 433-47.
- Hollness M.R., Sawyer E.W. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites // J. Petrol. 2008. Vol. 49, № 7. P. 1343–1363.
- Leake B. E., Woolley A. R., Apps C. E. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219-246.
- Levin V., Laskovenkov A., Katkov A. et al. Granitic rocks of the Adui pluton and related mineral deposits // The eroded Uralian Paleozoic ocean to continent transition zone: granitoids and related ore deposits (R. Seltmann, V. Koroteev, G. Fershtater and V. Smirnov (Eds)). Excursion guidebook. NHM London, 2000. P. 32-47.
- Mao J., Du A., Seltman R., Yu J. Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, central Urals, Russia // Mineralium deposita. 2003. Vol. 38. P. 251-257.
- Otten M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contrib Mineral Petrol. 1984. Vol. 86. P. 189-199.
- Schmidt M. W. Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650°C // Amer. J. Science. 1993. Vol. 293. P. 1011-60.

The Migmatization and Granite Formation Processes within the Western Exocontact of the Aduyskiy Massif. Middle Urals

M.D. Vishniakova, N.S. Borodina, G.B. Fershtater, N.G. Soloshenko and M.V. Streletskaya

Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, 15 Vonsovskiy Str., Ekaterinburg 620016, Russia. E-mail: VishniakovaMD@igg.uran.ru

The mechanisms and sources of magma generation for the large Permian Aduyskiy granite massif, well known for rare metal, semi-precious stone and molybdenum deposits, are considered. Valuable information was obtained from study of the Kamenskiy and Krutikhinskiy massifs located at the base of Aduyskiy granite body. The migmatites

of these two massifs as well as the accompanying partial melting have approximately the same zircon and Rb-Sr age. These processes range about 309-298 Ma in the Kamenskiy and 308-283 Ma in Krutikhinskiy massifs with the main and most intense stage within 296-298 Ma. That time, the main volume of the granite melt for Kamenskiy, Krutikhinskiy, and Aduyskiy massifs was formed. The migmatites of magma generation zone have banded texture in Kamenskiy massif, but, in Krutikhinskiy massif, anatexitic melt formed the numerous veins and small intrusive bodies. These magmatic differences were formed mainly due to protolith composition. Kamenskiy migmatites are characterized by Devonian – Carboniferous quartz diorites and granodiorites. Predominantly granitic rocks are characteristic for Krutikhinskiy massif. Basic dykes accompanied the migmatization in both massifs.

Key words: *magmatism, migmatite, anatexis, generation of magma, granite, diorite, dyke.*

References

- Borodina N.S., Fershtater G.B.* 1988. Sostav i priroda muskovita iz granitov [Composition and nature of muscovite from granites]. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo obshchestva. CXVII(2): 137-144.* (in Russian)
- Grabezhev A.I.* 1981. Metsomatizm, rudoobrazovanie i granitnyy magmatizm [Metasomatism, ore formation and granite magmatism]. Nauka, Moskva, p. 292. (in Russian)
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.* 1962. Rock-forming minerals. Wiley, New York.
- Zamyatin D.A., Votyakov S.L., Fershtater G.B., Zamyatin M.D.* 2016. Khimicheskoe datirovanie i ramanovskaya spektroskopiya monatsita iz granitov Aduyskogo massiva (Sredniy Ural) [Chemical dating and Raman spectroscopy of monazite from granites of the Aduyskiy massif (Middle Urals)]. In *Ezhegodnik-2015. IGG UrB RAS, Ekaterinburg*, p. 200-209. (in Russian)
- Zamyatin M.D.* 2016. Porodoobrazuyushchie mineral Krutikhinskogo granitoidnogo massiva [Pore-forming minerals of Krutikhinskiy granitoid massif]. In *Ezhegodnik-2015. IGG UrB RAS, Ekaterinburg*, pp. 92-94. (in Russian)
- Krasnobaev A.A., Bea F., Fershtater G.B., Montero P.* 2005. Tsirkonovaya geokhronologiya Murzinskogo metamorficheskogo kompleksa (Sredniy Ural) [Zirconia geochronology of the Murzinskiy metamorphic complex (Middle Urals)] *Dokl. RAS. 404(3): 407-410.* (in Russian)
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P.* 2006. Poligennyye tsirkony Aduyskogo batolita (Sredniy Ural) [Polygenic zircons of the Aduyskiy batholith (Middle Urals)]. *Dokl. RAS. 410(2): 244-249.* (in Russian)
- Orogennyy granitoidnyy magmatizm Urala* [Orogenic granitoid magmatism of the Urals]. *Ed. G.B. Fershtater.* Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Miass. p. 250. (in Russian)
- Popov V.S., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Belyatskiy B.V.* 2003. Vozrast i vozmozhnye istochniki granitov Murzinsko-Aduyskogo bloka, Sredniy Ural: Rb-Sr i Sm-Nd izotopnye dannye [Age and possible sources of granites of the Murzinskiy-Aduyskiy block, Middle Urals: Rb-Sr and Sm-Nd isotope data]. *Litosfera. 4: 3-18.* (in Russian)
- Fershtater G.B.* 1987. Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsiy [Petrology of the main intrusive associations]. Nauka. Moskva. p. 232. (in Russian)
- Fershtater G.B.* 1990. Empiricheskiy plagioklaz-rogoobmankovyy barometr [Empirical plagioclase-hornblende barometer]. *Geokhimiya, 3: 328.* (in Russian)
- Fershtater G.B.* 2013. Paleozoyskiy intruzivnyy magmatizm Srednego I Yuzhnogo Urala [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. IGG UrB RAS, Ekaterinburg, p. 365. (in Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S.* 1975. Petrologiya magmaticheskikh granitoidov (na primere Urala) [Petrology of magmatic granitoids (example of the Urals)]. Nauka, Moskva, p. 287. (in Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V.* 2015. Novyye dannye o prirode substrata yuzhnouralskikh pozdnepaleozoyskikh granitov [New data on

- the nature of the substratum of the Late Paleozoic South Urals granites]. *Litosfera*. 3: 5-16. (in Russian)
- Fershtater G.B., Gerdes A., Smirnov V.N.* 2003. Vozrast i istoriya formirovaniya Aduyskogo granitnogo massiva [Age and history of the formation of the Aduyskiy granite massif]. *In Ezhegodnik-2001. Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg*, pp. 146-150. (in Russian)
- Dawes R. L., Evans B.W.* 1991. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*. 103: 1017-1031.
- Fershtater G.B., Rapoport M.S.* 2000. Granite magmatism and related ore mineralisation in the Urals, Russia. *In Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. IGCP. INTAS. IAGOD. Moscow*, pp. 97-111.
- Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G.* 2002. Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. *International Journal of Earth Science (Geol. Rundsch)*. 91: 3-19.
- Holland T., Blundy J.* 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral Petrol*. 116: 433-47.
- Hollness M.R., Sawyer E.W.* 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *J. Petrol.* 49(7): 1343-1363.
- Leake B. E., Woolley A. R., Apps C. E.* 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*. 35: 219-246.
- Levin V., Laskovenkov A., Katkov A. et al.* 2000. Granitic rocks of the Adui pluton and related mineral deposits. *In The eroded Uralian Paleozoic ocean to continent transition zone: granitoids and related ore deposits. R. Seltmann, V. Koroteev, G. Fershtater and V. Smirnov (Eds). Excursion guidebook, NHM London*, pp. 32-47.
- Mao J., Du A., Seltman R., Yu J.* 2003. Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, Central Urals, Russia. *Mineralium deposita*. 38: 251-257.
- Otten M. T.* 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib Mineral Petrol*. 86: 189-199.
- Schmidt M. W.* 1993. Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650°C. *Amer. J. Science*. 293: 1011-60.