

История оценки эпитермальной Au-Ag минерализации на основе богатых регенерированных руд месторождения Бадран служит убедительным и поучительным примером насколько господствующая ориентация геологоразведочных работ только на орогенное Au оруденение может быть ошибочной. Влияние Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в континентальной Якутии выражается ареалами крипто-вулканизма и ассоциирующих с ним Au-Ag руд, для которых древние жилы кварца играют роль структурных ловушек.

Литература

1. Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Баландин В.А. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах – новый тип месторождений золота // Отечественная геология. 1998. №6. С. 65–70.
2. Суплецов В.М. Феномен месторождения золота Бадран // Руды и металлы. 2012. №3–4. С. 161–162.

3. Андрианов К.С., Шумилов П.М. Верхне-Индигирский золотоносный район // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 353–371.

4. Анисимова Г.С. Серебряная минерализация Бадранского золоторудного месторождения // Минералогические перспективы: Мат-лы Междунар. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми Уро РАН, 2011. С.179–182.

5. Литвиненко И.С. Россыпное месторождение золота Омчакского узла. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002.

6. Гончаров В.И., Волков А.В. Геология и генезис золоторудного месторождения Совиное. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2000.

7. Оболенский А.А., Гуцина Л.В., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика. 2011. №3. С.373–392.

Поступила в редакцию 16.06.2016

УДК 552.321.1 (571.56)

К петрологии микроклин-альбитовых гранитов Кестерского месторождения

В.А. Трунилина, Ю.С. Орлов, А.И. Иванов, С.П. Роев

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Рассматриваются петрография, минералогия и химизм редкометалльных микроклин-альбитовых гранитов Кестерского гарполита, интрузирующего граниты Арга-Ыннах-Хайского массива Адычанского антиклинория Верхоянской континентальной окраины. Показано, что специфика их составов не сопоставима с таковой вмещающих гранитов и не может быть обусловлена метасоматическим изменением последних. Они характеризуются магматическими структурами, литиевым составом слюд, богатыми акцессорными фракциями, содержащими касситерит, сподумен, литиевые фосфаты, колумбит-танталит и др., и представляют собой производные флюидонасыщенного магматического расплава. От вмещающих гранитоидов они резко отличаются высокими содержаниями редких металлов и эволюцией по высокофосфористому тренду. Изотопный Rb-Sr анализ указывает на коровую природу протолита. В то же время присутствие в породах магнезиального тироксена, высокохромистого магнетита, цирконов морфотипов «D» и «E» позволяет предполагать наличие в коровом магмоформирующем субстрате горизонтов основных пород и поступление в зону магмогенерации флюидов, связанных с основными расплавами повышенной щелочности.

Ключевые слова: микроклин-альбитовые граниты, типоморфизм минералов, химический состав, субстраты магмогенерации, геохимическая специализация.

Petrology of Microcline-Albite Granites of the Kester Deposit

V.A. Trunilina, Y.S. Orlov, A.I. Ivanov, S.P. Roev

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk

Petrography, mineralogy and chemistry of rare-metal microcline-albite granites of the Kester harpolith, intruding granites of the Arga-Ynnakh massif of the Adychan anticlinorium of the Verkhoyansk continental margin are described in the article. It shows that, particularity of their composition is not comparable to the particularity of host granites and cannot be due to metasomatic change of the latter. They are characterized by magmatic structures, mica lithium composition, rich accessory fractions, containing cassiterite, spodumene, lithium phosphates, columbite-tantalite etc., and represent derivatives of fluid-saturated magmatic melt. They are very different from host granitoids by high contents of rare metals and evolution on high phosphorous trend. Rb-Sr isotopic analysis indicates a crust nature of protolith. At the same time, the presence of magnesian pyroxene, high chromic magnetite, zircons of "D" and "E" morphotypes in rocks suggests that, crust magma forming substrate contains horizons of basic rocks, and that fluids related to high alkali basic melts supply the zone of magma generation.

Key words: microcline-albite granites, typomorphism of minerals, chemical composition, substrates of magma generation, geochemical specialization.

Арга-Ыннах-Хайский массив одноименного поперечного ряда интрузий Адычанского антиклинория вскрывается в виде двух сближенных выходов – Западного и Восточного, объединенных общим полем контактового метаморфизма (рис. 1). Последовательность формирования пород: гранодиориты и андезиновые граниты, преобладающие в Западном выходе → двуслюдяные граниты Восточного выхода → дайки аплитов, лейкогранитов, гранит-порфиоров → микроклин-альбитовые граниты. Гранитоидам массива предшествуют дайки диабазов, диоритовых и андезитовых порфириров, дацитов. Завершается становление магматизма района внедрением даек субщелочных долеритов и диабазов габбро-монцонит-сиенитовой формации [1, 2].

Микроклин-альбитовые граниты образуют Кестерский гарполит в центре Западного выхода, приуроченный к зоне пересечения тектонических нарушений, и свиту даек, рассекающих Западный выход и экзоконтактовую зону Восточного. К гарполиту приурочено крупное олово-редкометалльное месторождение с сопутствующими Li, Nb и Ta. Изучение месторождения началось с 60-х годов прошлого столетия и продолжается до настоящего времени. Соответственно менялись и точки зрения на происхождение микроклин-альбитовых гранитов – от чисто метасоматического [3] до чисто магматического [1]. В последней публикации по объекту

эти породы рассматриваются как гидротермально-метасоматические образования кварц-альбитового состава, развитые за счет вмещающих гранитов [4]. На этом основании сделан вывод об ошибочности выделения самостоятельного кестерского комплекса в легенде Верхоянской серии листов Геологической карты РФ. Учитывая издание новой серии этих карт и высокую рудоносность кестерских гранитов, представляется актуальным вернуться к рассмотрению их специфики.

Андезиновые граниты Западного выхода, переходящие в эндоконтактах в гранодиориты, сложены зональным плагиоклазом с составом от лабрадора и андезин-лабрадора в ядрах до олигоклаза по периферии, промежуточным ортоклазом с многочисленными пертитам альбита, кварцем, умеренно железистым биотитом ($f = 52,6\text{--}63,2\%$, $F = 0,15\text{--}0,57\%$). В двуслюдяных гранитах основность центральных зон плагиоклаза снижается до андезина, калишпат имеет состав промежуточного до низкого ортоклаза и микроклина, железистость биотита поднимается до 57,3% в ранней генерации и до 73,9% в поздней при содержании фтора от 0,48 до 1,5%. В обеих петрографических разностях биотит по соотношению железистости и содержаний фтора аналогичен биотитам производных коровых гранодиорит-гранитных ассоциаций [5]. Среди акцессорных минералов магматической стадии установлены ильменит, магнетит с содержанием

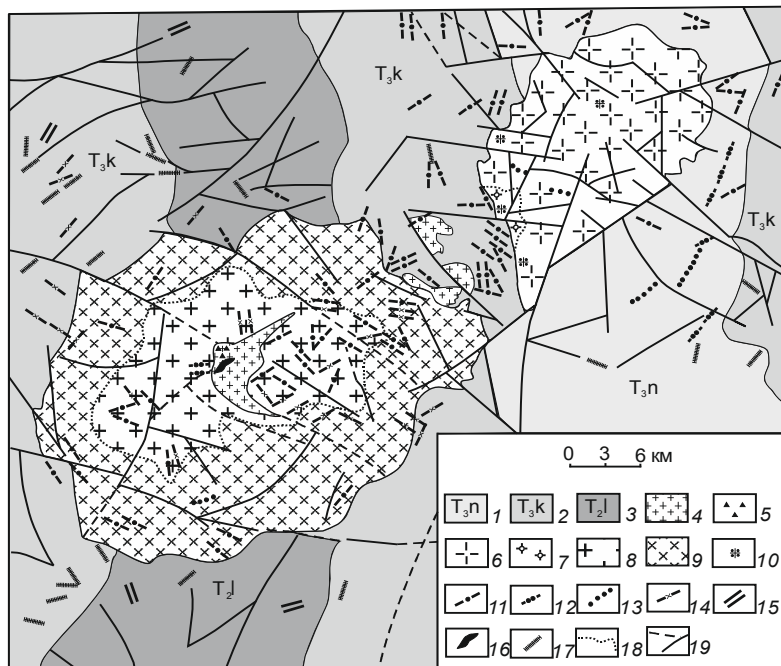


Рис. 1. Геологическая карта Арга-Ыннах-Хайского массива (по данным В.В. Бояршинова и др., 1980): 1 – поздний триас, норийский ярус, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 2 – поздний триас, карнийский ярус, песчаники, алевролиты; 3 – средний триас, ладинский ярус, песчаники, алевролиты; 4–10 – массивы позднемезозойских гранитоидов: 4 – микроклин-альбитовые граниты (K_2), 5 – магматическая брекчия с турмалиновым цементом (K_1), 6 – двуслюдяные граниты (K_1), 7 – гранит-порфиры (K_1), 8 – андезиновые граниты (K_1), 9 – андезиновые граниты и гранодиориты (K_1), 10 – грейзенизированные граниты (K_1); 11–15 – дайки: 11 – микроклин-альбитовые граниты (K_2), 12 – кварцевые порфиры (K_2), 13 – лейкократовые мусковит-турмалиновые граниты (K_1), 14 – аплитовидные граниты и гранит-порфиры (K_1), 15 – диабазовые и диоритовые порфиры (J_3); 16 – грейзены; 17 – минерализованные зоны; 18 – фациальные границы; 19 – тектонические нарушения – достоверные и предполагаемые

Cr_2O_3 до 0,49%, апатит, циркон коровых морфотипов ряда S [6], ортит, монацит и ксенотим. Жильная фация представлена турмалиновыми лейкогранитами, аплитами, пегматоидными гранитами и пегматитами.

Кестерский гарполит микроклин-альбитовых гранитов имеет в плане серповидную форму размерами 500 х 1200 м. На глубину он разбурен на 140 м. Форма его, по Ю.С. Орлову (1986 г.), обусловлена сочетанием магмоподводящего канала, возникшего на пересечении разнонаправленных разломов и зоны отслоения в прикупольной части Западного выхода Арга-Ыннах-Хайского массива. Контакты во вскрытой карьером части тела погружаются на северо-запад (рис. 2). В всячем зальбанде наблюдаются краевые пегматиты (штокшейдеры), кристаллы каликатрового полевого шпата в которых достигают 25 см по длинной оси [1]. В составе гарполита, Ю.С. Орловым (1986 г.), выделены три разновидности гранитов: мусковит-

альбитовые, занимающие нижние горизонты тела; лепидолит (амблигонит)-альбитовые и грейзенизированные, приуроченные в основном к его верхним горизонтам и переходящие в оловоносные грейзены.

Минеральный состав этих пород резко отличается от гранитов главных фаций как Западного, так и Восточного выходов Арга-Ыннах-Хайского массива. Они сложены кварцем, альбитом, максимальным микроклином или микроклин-пертитом, литиевыми слюдами, топазом, монтебразитом. В дайках и в гарполите установлены реликты фаялита. Структура пород типично магматическая: альбит образует короткопризматические идиоморфные зерна, промежутки между которыми и их сростками выполнены калишпатом, кварцем, мусковитом и амблигонитом. Средний состав пород первой разновидности: кварц – 23,5%, альбит – 40,7%, микроклин – 23%, мусковит – 8,8%, лепидолит – 0,8%, топаз – 2%, амблигонит – 1,1%, каолинит – 0,2%, турмалин – 0,1%, касситерит – 0,03%, топаз – ед. зерна. Оптические свойства всех минералов второй разновидности близки или аналогичны таковым в первой, но в породах возрастают содержания кварца, микроклина и основных носителей летучих – слюд, монтебразита, топаза. В топазе присутствуют вклю-

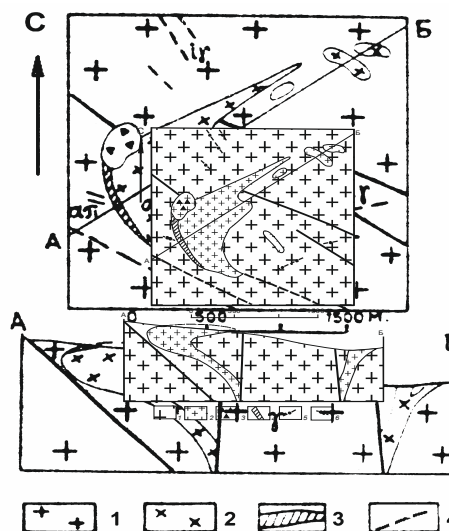


Рис. 2. Разрез по Западному выходу Арга-Ыннах-Хайского массива (по Ю.С. Орлову, 1986 г.): 1 – андезиновые граниты; 2 – микроклин-альбитовые граниты; 3 – пегматиты; 4 – дайки лейкогранитов и аплитовидных гранитов

чения танталит-колумбита. Средний состав пород: кварц – 30,8%, альбит – 33,9%, микроклин – 19,7%, мусковит – 10%, лепидолит – 1%, топаз – 1,4%, амблигонит – 3,2%, каолинит – 0,2%, сульфиды – 0,1%. При грейзенизации происходит разрастание зерен кварца с замещением им альбита и микроклина, развитие гнездовых и прожилковых обособлений лепидолита и каолинита. Топаз здесь наблюдается в виде «раздробленных» зерен, сцементированных поздним кварцем в ассоциации с каолинитом и лепидолитом; монтебразит сменяется натровым амблигонитом [3]; касситерит в зернистых агрегатах ассоциирует с мусковитом и поздним кварцем. Таким образом, образование и пространственное распределение выделенных Ю.С. Орловым зон Кестерского гарполита обусловлено проявлением процессов эманационной дифференциации насыщенного летучими расплава.

Наиболее характерные акцессорные минералы микроклин-альбитовых гранитов: касситерит, сподумен, литиевые фосфаты, колумбит-танталит, гильдренит, литиевый шерл, циркон, монацит, ксенотим, ортит, магнетит с содержанием Cr_2O_3 до 6,99%. При этом магматический циркон представлен преимущественно морфотипом D, характерным для пород мантийного и корово-мантийного происхождения [6], а релитовые минералы – цирконом морфотипа «Е», типичного для гранулитов; высокотемпературным авгитом, по низкой железистости (20–31%) и наличию эгириновой молекулы (до 6%) сопоставимым с клинопироксенами основных пород повышенной щелочности; магнезиальным амфиболом ряда паргасит–эденит (железистость = 36 – 40%) [7].

Химическая специфика гранитоидов отражена в таблице и на рис. 3. Породы Западного

Средние составы гранитоидов Арга-Ыннах-Хайского массива
(по материалам Ю.С. Орлова, 1988 г. и Ю.Д. Недосекина [5])

Компоненты	Гранодиориты	Андезиновые граниты	Двуслюдяные граниты	Грейзенизированные граниты	Кварц-мусковитовые грейзены	Микроклин-альбитовые граниты	Топаз-слюдистые грейзены
SiO_2	66,5	69,95	73,25	73,3	80,33	72,43	81,63
TiO_2	0,58	0,42	0,2	0,01	0,01	0,05	0,01
Al_2O_3	16,3	14,4	14,35	13,78	9,51	15,04	11,75
Fe_2O_3	0,21	0,06	0,07	0,45	Не обн.	0,19	0,04
FeO	3,45	3,41	1,61	0,5	2,27	0,67	1,5
MnO	0,06	0,06	0,04	0,04	0,01	0,09	0,12
MgO	1,46	1,06	0,35	0,03	0,05	0,06	1,13
CaO	2,33	1,98	0,6	0,42	0,01	0,3	0,01
Na_2O	3,2	3,17	3,22	2,82	0,51	4,36	0,41
K_2O	4,05	3,88	4,76	5,97	2,47	3,34	2,36
P_2O_5	0,19	0,15	0,32	0,39	0,12	1,59	0,24
H_2O^+	0,59	0,67	0,72	0,81	4,85	0,92	1,29
F	0,19	0,04	0,14	0,2	0,31	1,04	2,7
Элементы, г/т; Au, мг/т							
B	24,1	9,5	26	247	300	442	120
Li	93	65,6	148	189	84	1822	3040
Rb	180	192	294	350	190	1651	1793
Cs	20	10	21	36	21	101	105
Sr		501	226	193		225	50
Ba		914	475	450		155	172
Sn	8	2,2	8,6	12,5	72	155	206
W		2,2	6,7	23,5	7,3	30,5	36,1
Pb	21,6	21,6	24,5	20		3,7	5
Zn	54,7	54,7	71,3	91		138	270
As		1,1	1,1	11		6,2	26,3
Sb		22,8	3,2	12,7		15	9,1
Au		66	11	12		7,6	5,4
Zr		13,6	61,2	18,6	10,4	35	19,5
Nb	4,33	6,4	50	58	35	122	180
Ta	1,67	1,1	1,9	4	13,5	58	190
Ce		10	8,5	11	12	47	67

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского геологического управления.

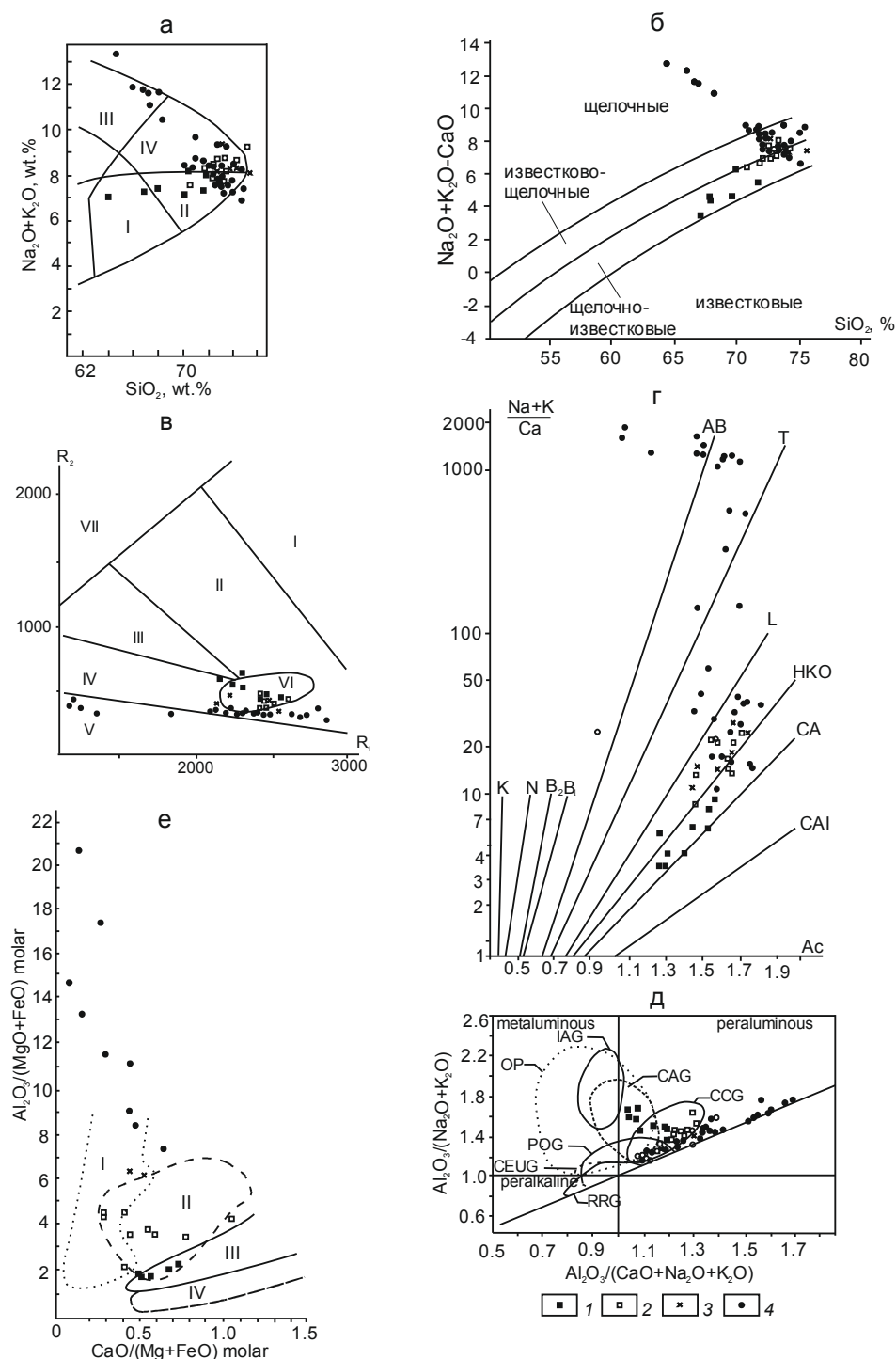


Рис. 3. Петрохимические параметры гранитоидов Арга-Ыннах-Хайского массива: 1 – гранитоиды Западного выхода; 2 – двуслюдяные граниты Восточного выхода; 3 – лейкограниты и аплиты; 4 – микроклин-альбитовые граниты. а – классификационная диаграмма [8]: I – гранодиориты, II – граниты, III – сиениты, IV – щелочные граниты; б – щелочность гранитоидов – поля диаграммы [9]; в – геодинамические обстановки формирования гранитоидов – поля диаграммы [10]: I – производные мантийных магм, II – доплитной коллизии, III – синколлизий, IV – постколлизийного воздымания, V – позднеорогенные, VI – анорогенные, VII – щелочных магм, $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} - \text{Ti})$; $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$; г – магматические серии гранитоидов – главные эволюционные тренды [11]: CA – главный известково-щелочной, HKO – высококалийный известково-щелочной, L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочно-базальтовый, Ac – активность катионов; д – глиноземистость гранитоидов – поля диаграммы [12]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизийные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпигрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды; е – субстраты магмогенерации – поля диаграммы [13]

и Восточного выходов Арга-Ыннах-Хайского массива соответствуют гранодиоритам и гранитам – щелочно-известковым (гранодиориты и андезиновые граниты) и известково-щелочным (двуслюдяные граниты) высококалийевой известково-щелочной серии (рис. 3, а, б) [8, 9]. Соотношения основных породообразующих окислов определяют обстановку их формирования как синколлизонную или раннеорогенную (рис. 3, в, г) [10, 11]. Те и другие характеризуются высокой глиноземистостью [12], нарастающей от гранодиоритов к двуслюдяным гранитам (рис. 3, д). Соотношения в породах $Al/(Mg+Fe) - Ca/(Mg+Fe)$ указывают на генерацию магматического очага в коровых субстратах дацит-тоналитового состава или метаграувакк (рис. 3, е) [13].

Точки составов микроклин-альбитовых гранитов на большинстве дискриминационных диаграмм дают самостоятельные тренды, секущие основные эволюционные тренды, что невозможно при нормальном ходе эволюции гранитоидной магмы и является признаком взаимодействия разноглубинных источников в процессах магмогенерации [11]. Резко отличаются они и по высокой – до аномально высокой глиноземистости и достигающих аномальных содержаний фосфора (рис. 4), резкое возрастание активности которого обычно трактуется как результат влияния дополнительного (мантийного) источника на процессы эволюции гранитоидных магм. По высокому до 190 г/т содержанию Nb при содержании Zr до 125 г/т и соотношениям основных породообразующих окислов кестерские граниты относятся к постколлизонным или внутриплитным образованиям [14], а по соотношениям $Y - Nb - Ce$ [15] – к корово-мантийным гранитам А-типа.

Изотопный Rb–Sr возраст микроклин-альбитовых гранитов варьирует от 115 до 129 млн. лет. Выполненный А.И. Зайцевым анализ Rb–Sr изотопной системы указывает на коровый характер материнского для них расплава, при этом высокое первичное отношение изотопов стронция (0,71052 – 0,72877) – на участие в их формировании флюидов из сильно дифференцированного по Rb/Sr отношению источника [7]. Высокие (до 300) значения в них Rb/Sr типичны для магматических пород, материнские расплавы которых формировались по мантийным субстратам [16]. Вместе со спецификой реститовых минералов это позволяет сделать вывод о наличии в магмоформирующем субстрате пород или горизонтов основного или щелочно-основного состава и проработке его глубинными флюидами, связанными с основными расплавами повышенной щелочности.

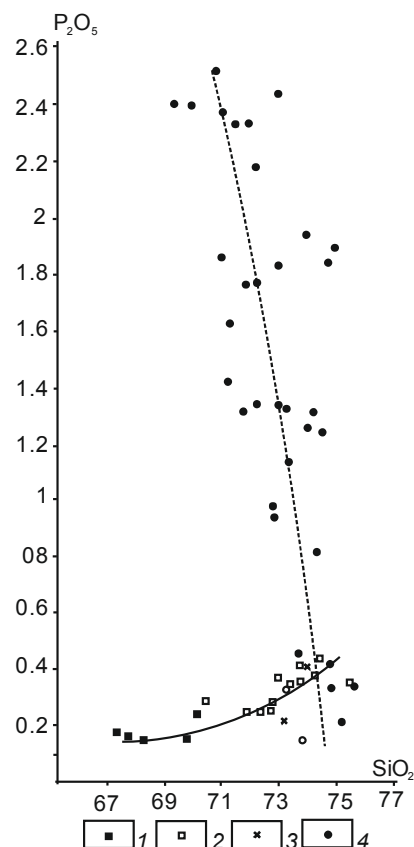


Рис. 4. Соотношение $P_2O_5 - SiO_2$ в гранитоидах Арга-Ыннах-Хайского массива. Усл. обозначения см. рис. 3

По распределению элементов-примесей гранодиориты и граниты Арга-Ыннах-Хайского массива соответствуют геохимическому типу известково-щелочных гранитоидов, по Л.В. Таусону [17], а микроклин-альбитовые граниты Кестерского гарполита и даек – геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов, геохимически специализированных на Li, Rb, Cs, Sn, W, Sb (см. таблицу). Сопровождаются они рудопроявлениями лития и олова с сопутствующими танталом и ниобием.

Таким образом, микроклин-альбитовые граниты Кестерского месторождения отличаются от вмещающих гранитов как по составу, так и по рудоносности. Они представляют собой производные насыщенного летучими расплава, сформированного по коровым субстратам под влиянием тепла и летучих из мантийных источников. К настоящему времени другие подобные образования на территории Верхоянской континентальной окраины пока не известны, однако поиски их, учитывая их высокую рудную продуктивность, весьма перспективны. Уникальность их как по составу, так и по способу образования подтверждает обоснованность выделения Ю.С. Орловым в легенде Верхоянской серии листов Геологической карты РФ отдельного кестерского комплекса.

Литература

1. Недосекин Ю.Д. Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 141с.
2. Орлов Ю.С., Филимонов Ю.А., Бояришинов В.В. К вопросу о генезисе аляскитов Арга-Ыннах-Хайского массива (Восточная Якутия) // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якутское книжное издательство, 1984. С. 74–81.
3. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 256 с.
4. Протопопов Р.И. Проблема выделения кестерского комплекса редкометалльных гранитов (малых интрузий) // Вестник Госкомгеологии. 2014. № 1 (13). С. 47–52.
5. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. М.: Недра, 1986. 192 с.
6. Phipps J.P. Zircon and Granite Petrology // Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.
7. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 99–109.
8. Wilson M. Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
9. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Petrology. 2001. V. 42, № 11. P. 2033–2048.
10. De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V. 29. P. 183–210.
11. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.
12. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101. P. 635–643.
13. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.
14. Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, pt. 44. P. 956–963.
15. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. № 20. P. 641–644.
16. Tischendorf G., Forster H.J., Gottesmann B. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li₂O estimation from MgO data // Mineral. Magazine. 1999. V. 63, № 417. P. 57–74.
17. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МГК. Т. 9: Петрология. М.: Наука, 1984. С. 221–228.

Поступила в редакцию 14.05.2016

УДК 551.762(571.56)

Поисковые признаки скрытых рудно-магматических узлов на базе интегрированных в ГИС снимков Landsat-8 и Bing Map* (на примере Тюгенинского вулканического поля)

А.В. Костин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Рассматриваются структурные особенности Тюгенинского поля вулканических пород на Лено-Вилюйском водоразделе, которое находится вблизи автодороги федерального значения и доступно для научных исследований. Установлены два типа вулканических аппаратов. Андезитовый тип представлен вулканическим пирокластическим конусом и кольцевыми валами вокруг конуса, дацитовый – вулканическим конусом и несколькими потоками. Размещение вулканических образований контролируется разломами левосдвиговой кинематики. Показана связь между повышенным содержанием зо-

КОСТИН Алексей Валентинович – д.г.-м.н., зав. отд., kostin@diamond.ysn.ru.

*Статья является продолжением цикла работ, опубликованных в нашем журнале (№1, 2, 2015). Публикация работ вызвала дискуссию, приведенную в разделе «Дискуссии, конференции, даты».