

Е. А. Абушкевич, Л. Ф. Сырицо

**РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ
ШУМИЛОВСКОГО ИНТРУЗИВА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ):
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

Введение. Выделенные в середине XX в. литий-фтористые редкометалльные граниты (РГ) сначала рассматривались как метасоматические образования [1]. Однако последовавшее открытие субвулканических [2–5] и эффузивных [6, 7] аналогов РГ, а также результаты экспериментальных исследований [8–10 и др.] привели большинство исследователей к принятию концепции магматического генезиса этих пород. Вопрос, однако, до сих пор остается дискуссионным, и ряд авторов [11–16] указывают на ведущую роль метасоматических процессов при формировании РГ. Однако природа источника, механизмы переноса метасоматирующих агентов, как и масштабы проявления этих процессов, пока остаются нераскрытыми. Принципиальным вопросом в проблеме генезиса РГ является соотношение магматического и метасоматического процессов.

Шумиловский интрузив в Центральном Забайкалье представляет собой один из таких объектов, в пределах которого присутствуют типичные метасоматиты (вольфрамовые грейзены), редкометалльные литий-фтористые граниты и их субвулканические аналоги – онгониты. Широкое развитие различных постмагматических процессов (см. подробно [17]) в пределах интрузива существенно изменило первичный облик гранитов, и цель настоящей работы – на основе петрографического и геохимического исследования основных типов пород Шумиловского интрузива оценить роль магматических процессов в формировании РГ.

Краткий геологический очерк. Шумиловский интрузив располагается в Чикойской обл. Центрального Забайкалья на западном окончании Монголо-Охотского складчатого пояса в пределах Хэнтей-Даурского гранитоидного батолита раннемезозойского возраста [18]. Интрузив представляет собой пологий купол площадью порядка 180 км², эродированный на значительной территории (рис. 1). Глубина эрозионного среза оценивается разными авторами от 150–300 м [17] до 500–1000 м [20, 21]. Согласно данным многочисленных исследований [17, 19–23], большая часть интрузива сложена порфировидными крупнозернистыми биотитовыми и среднеравномернозернистыми лейкократовыми, иногда миароловыми гранитами с мориноподобным кварцем. Между этими двумя разновидностями пород наблюдаются постепенные переходы. В пределах интрузива широко развиты дайки мелкозернистых гранитов, аплитов и кварцевых порфиров, отличительной особенностью которых является присутствие игольчатого топаза и литиевых слюд. Ранее комплекс этих пород был классифицирован как онгониты [24]. Также отмечаются тела слабодифференцированных пегматоидов и пегматоидные шлиры. По данным С. А. Омеляненко и др. [20], дайки распределены по площади неравномерно, располагаясь преимущественно в центральной части интрузива (на участке размером примерно 200×500 м²). В районе г. Шумилова они образуют в гранитах главной фазы своеобразную зону инъекций, сопровождаемую широким развитием эксплозивных брекчий. В вертикальном разрезе дайки имеют вид неправильного конусообразного пучка (с углом падения около 50°), в нижней части которого на глубине примерно 150 м скважинами вскрыто небольшое тело мелкозернистых микроклин-альбитовых гранитов с топазом, представляющих собой РГ [17, 19]. Тело прослежено непосредственно в скважине на глубину до 190 м, по простиранию его размер оценивается приблизительно 200×300 м². В экзоконтакте его расположено крупное пегматоидное тело – «штокшайдер» – кварц-полевошпатового состава.

Петрографическая характеристика. Фрагментарное описание различных типов пород в пределах интрузива и характера их взаимоотношений можно найти в [17, 19–22 и др.]. Однако основное внимание в них уделяется грейzenам, вмещающим вольфрамовое месторождение, и результаты детального петрографического исследования всей совокупности магматических пород интрузива приводятся впервые.

Биотитовые граниты представляют собой порфировидную породу светло-серого цвета с равномернозернистой основной массой. Присутствие слабоизмененных зерен калиевого

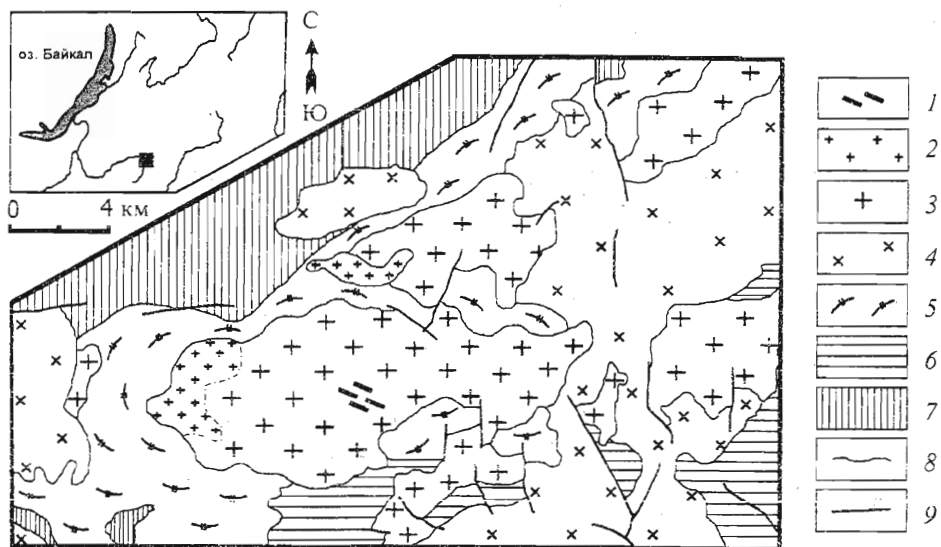


Рис. 1. Геологическая карта Шумиловского интрузива (по [19] с изменениями).

1 – дайки онгонитов; 2 – среднезернистые лейкократовые граниты; 3 – средне-крупнозернистые порфириовидные биотитовые граниты; 4 – биотитовые, амфиболовые гранодиориты и граниты; 5 – гнейсовидные биотит-амфиболовые диориты, гранодиориты, граниты; 6 – песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы кислого состава; 7 – песчанисто-алевритовые флишеидные толщи; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения.

полевого шпата придает ей розоватый оттенок. Порода состоит из приблизительно равных количеств кварца ($Q_{11} = 27-32\%$), плагиоклаза ($P_{11} = 26-46\%$) и калиевого полевого шпата ($Kfs = 20-35\%$). В подчиненном количестве присутствует биотит ($Bt = 5-7\%$).

Кварц представлен неправильной формы зернами серого, иногда темно-серого цвета размером 1–2 мм. Его индивиды часто образуют скопления, состоящие из 4–5 зерен ксеноморфного облика. Для них характерны блочное строение и волнистое погасание. Плагиоклаз присутствует в виде субидиоморфных таблитчатых зерен светло-серого цвета размером от 1 до 10 мм. Центральные части его зерен в различной степени серицитизированы. Как правило, можно выделить интенсивно серицитизированную центральную часть зерна (состава An_{18-16}) с достаточно четкими кристаллографическими очертаниями и неизменную краевую зону более кислого состава (An_{11-10}). В некоторых зернах можно наблюдать до 4–6 зон, маркируемых мелкими чешуйками серицита (рис. 2; А). Тонкие альбитовые двойники прослеживаются через все зерно, не меняя оптической ориентировки от центра к краю. Калиевый полевой шпат представлен микроклином-микрпертитом. Он образует относительно крупные субидиоморфные зерна размером в среднем 1–3 см по удлинению, обуславливающие порфириовидную структуру породы. Как правило, зерна имеют корродированные края и содержат мелкие включения плагиоклаза, иногда расположенные концентрически. Вблизи этих включений количество и размер пертитов резко уменьшаются. Кроме того, в крупных порфириовых выделениях отмечаются агрегаты мелких зерен плагиоклаза (An_{25}), биотита и магнетита. Вторичные изменения выражаются в слабой пелитизации, вследствие чего зерна калиевого полевого шпата приобретают равномерную буроватую окраску в проходящем свете. Биотит распределен в породе неравномерно, скопления его мелких (около 1 мм) черных чешуек приурочены к границам зерен полевых шпатов и кварца. Зерна биоти-

та практически не несут вторичных изменений, редко умеренно хлоритизированы, часто содержат включения зерен акцессорных минералов, среди которых диагностированы апатит, сфен и магнетит (?). Последний образует тонкие выделения, располагающиеся параллельно спайности чешуек биотита. Среди акцессорных минералов наблюдаются также ильменит, монацит, циркон и флюорит [19].

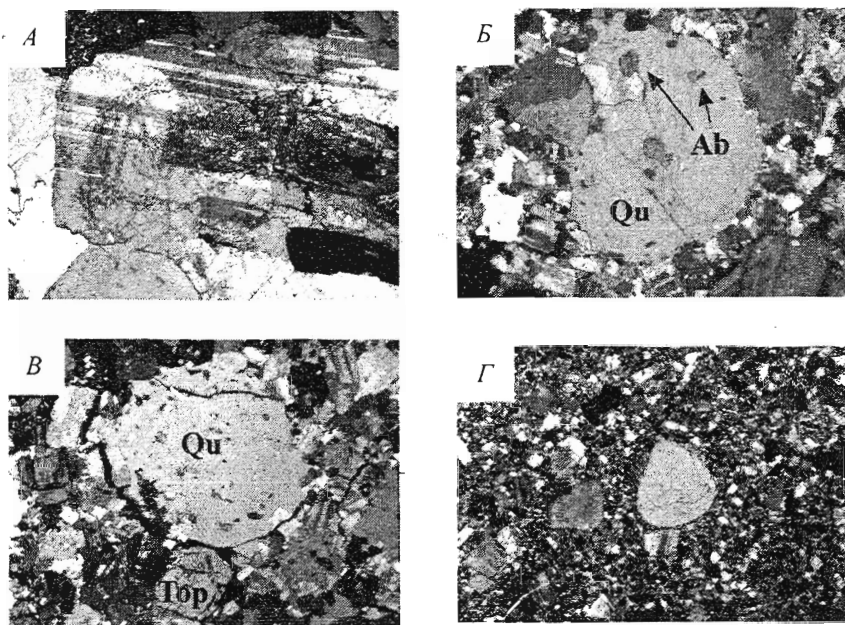


Рис. 2. Основные типы микроструктур гранитов Шумиловского интрузива. А – зональное зерно плагиоклаза (Pl) в биотитовом граните (образец Ш-4066); Б – порфировое выделение кварца (Qu) с включениями зерен альбита (Ab) в PГ (образец Ш-3245); В – порфировые выделения кварца (Qu) и топаза (Top) в онгоните (образец Ш-3199); Г – порфировидная структура онгонита с вкрапленниками полевых шпатов и кварца (оплавленный кристалл) и мелко-тонкозернистой основной массой (образец Ш-34).

Лейкократовые граниты с морионоподобным кварцем по составу и количеству основных породообразующих минералов близки к биотитовым ($Qu = 25\text{--}29\%$, $Pl = 31\text{--}55\%$, $Kfs = 17\text{--}35\%$, $Vt = 2\text{--}5\%$), отличаясь от последних равномернозернистой, иногда миароловой структурой и очень незначительным количеством биотита. На основании последнего признака эти породы в дальнейшем будут именоваться лейкогранитами. Среди их характерных особенностей можно отметить сложное зональное строение зерен плагиоклаза (с вариациями состава от An_{18} до An_5) и развитие мирмекитов на границе полевых шпатов.

Наименее измененные разности микроклин-альбитовых PГ представляют собой желтовато-серые мелкозернистые породы, состоящие из кварца ($Qu = 29\text{--}45\%$), калиевого полевого шпата ($Kfs = 17\text{--}32\%$) и альбита ($Ab = 20\text{--}40\%$). Слюда ($Zw = 3\text{--}13\%$) и топаз ($Top = 0,5\text{--}6\%$) присутствуют в качестве второстепенных минералов.

Для пород характерна неравномернозернистая структура; слабая порфировидность связана с наличием вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата. Кварц образует относительно крупные (5–7 мм) ксеноморфные, реже округлые зерна светло-серого цвета (рис. 2, Б); в последнем случае в них отмечаются мелкие таблитчатые включения альбита и

топаза. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными корродированными и пелитизированными зернами розовато-кремового цвета, размер которых варьирует от 0,5 до 3 мм. В единичных случаях отмечаются участки замещения калиевого полевого шпата агрегатом зерен кварца, топаза и слюды.

Основная масса сложена кварцем и полевыми шпатами, а также слюдой и топазом. Размерность зерен минералов варьирует от 0,1 до примерно 1 мм. Альбит (An_{3-1}) представлен мелкими таблитчатыми зернами размером порядка 0,5 мм, формирующими скопления между относительно более крупными выделениями кварца и калиевого полевого шпата. Топаз развит в виде субидiomорфных бочонковидных зерен размером 0,5–1,5 мм. Для них свойственны хорошо выраженная отдельность и присутствие мелких бурых зернышек аксессуарных минералов, окруженных плеохроичными двориками. Слюда развита в виде небольших желтоватых или буроватых чешуек размером от 0,1 до 1 мм. Они занимают интерстициальное положение и приспособляются к кристаллографическим ограничениям полевых шпатов. В составе аксессуарных минералов, помимо типичных и для биотитовых гранитов монацита и циркона [23], установлены колумбит и касситерит.

Онгониты секут все описанные выше типы пород. Характер контакта во всех случаях резкий «холодный», в онгонитах отмечаются практически неизменные ксенолиты биотитовых гранитов. Приконтактные изменения на границе **онгонит-биотитовый гранит** выражаются в образовании мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата с размерностью зерен в среднем 0,3 мм (приблизительно в 2 раза превышающей таковую в онгоните). Мощность зон приконтактных изменений составляет не более 3–5 мм. На контакте с **грейзенизированными РГ** часто возникают практически мономинеральные слюдяные агрегаты, мощность которых варьирует от нескольких миллиметров до 2 см. В некоторых случаях маломощная (около 2 мм) приконтактная зона сложена мономинеральным тонкозернистым кварцевым агрегатом.

Онгониты представляют собой светло-серые породы сахаровидного облика, по модальному составу близкие к РГ. Они отличаются повышенным содержанием альбита ($Ab = 40-67\%$) и более низким калиевого полевого шпата ($Kfs = 15-34\%$) и кварца ($Qu = 10-35\%$). Порфировая структура обусловлена присутствием вкрапленников преимущественно двух последних минералов, реже встречаются порфиновые выделения альбита, топаза и слюды. Количество вкрапленников варьирует от 10 до 40%.

Порфиновые выделения калиевого полевого шпата и альбита представлены чаще всего идиоморфными кристаллами размером 1–3 мм; кварц образует как гломеропорфировидные скопления, состоящие из 3–5 более мелких зерен, так и субидiomорфные округлые вкрапленники (рис. 2, В, Г). В последнем случае они содержат таблитчатые включения альбита (An_{3-1}), топаза и слюды, которые иногда расположены по зонам роста кристаллов. Во вкрапленниках калиевого полевого шпата также отмечаются мелкие включения зерен альбита и веретенообразные пертиты. Порфиновые выделения топаза и слюды имеют значительно меньший размер (0,3–0,5 мм) и содержат включения альбита.

Основная масса породы сложена преимущественно мелкими (0,1–0,3 мм) таблитчатыми зернами альбита (An_{2-0}) и ксеноморфными зернами калиевого полевого шпата и кварца. В качестве второстепенных минералов в основной массе присутствуют топаз (1–10%) и слюда (1–5%). Топаз образует мелкие (менее 0,1 мм) игольчатые зерна, сноповидные агрегаты и более крупные (0,3 мм) бочонковидные зерна. Слюда представлена мелкими ксеноморфными чешуйками размером порядка 0,05–0,2 мм; аксессуарные минералы – флюоритом, колумбитом и касситеритом.

Химизм пород. По петрохимическому составу породы интрузива соответствуют высокоглиноземистым гранитам повышенной щелочности (таблица, рис. 3, А). Для них характерна высокая кремнекислотность (73–76%) при низком содержании фемических элементов

Химический состав основных типов гранитов Шумиловского интрузива

Содержание	Порфиroidные биотитовые граниты					Лейкограниты				
	4063,1	4113	4114	4116	4117	4057	4066	4072	4080	4082
SiO ₂	74,85	73,70	74,47	73,91	74,10	74,00	73,50	74,47	72,90	73,30
TiO ₂	0,10	0,12	0,14	0,15	0,14	0,14	0,13	0,12	0,23	0,25
Al ₂ O ₃	12,93	13,36	13,19	13,19	12,92	13,33	13,73	12,84	13,88	13,60
Fe ₂ O ₃	1,78	0,48	1,80	2,08	1,72	0,50	0,34	1,75	0,79	0,80
FeO	н.а.	1,58	н.а.	н.а.	н.а.	1,43	1,43	н.а.	1,58	1,50
MnO	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06
MgO	0,41	0,15	0,50	0,50	0,51	0,15	0,01	0,45	0,46	0,46
CaO	0,82	0,86	0,91	0,77	0,97	0,65	1,30	0,81	1,19	1,40
Na ₂ O	3,55	3,60	4,18	4,08	3,92	3,70	4,05	3,59	3,85	3,85
K ₂ O	5,00	5,45	4,90	5,20	4,90	5,42	4,90	4,42	4,30	4,25
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03	0,05	0,06
Li ₂ O	0,012	0,022	0,015	0,015	0,015	0,018	0,011	0,014	0,010	0,035
Rb ₂ O	0,034	0,037	0,032	0,028	0,033	0,039	0,035	0,033	0,031	0,032
п.п.п.	0,52	0,95	0,38	0,34	0,38	0,90	0,70	0,40	0,52	0,52
F	н.а.	0,31	н.а.	н.а.	н.а.	0,15	0,16	0,10	0,09	0,14
Сумма	100,1	100,7	100,6	100,4	99,7	100,5	100,4	99,1	99,9	100,3
O=2F-		0,131				0,063	0,067	0,042	0,038	0,059
Сумма	100,1	100,6	100,6	100,4	99,7	100,4	100,3	99,1	99,9	100,2
	Редкометалльные литий-фтористые граниты					Онгониты				
	4037	4038	4063,2	4042	4045	4144	4145	4146	4147	4148
SiO ₂	74,20	72,80	73,47	72,70	73,20	73,10	71,80	72,66	72,10	71,80
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	14,30	14,55	14,17	14,98	14,90	15,69	16,08	15,56	15,63	16,08
Fe ₂ O ₃	0,64	0,39	0,47	0,40	0,46	0,39	0,26	0,56	0,22	0,34
FeO	1,79	2,22	2,01	1,86	2,08	1,00	1,36	0,64	1,15	1,50
MnO	0,19	0,34	0,28	0,19	0,37	0,19	0,03	0,06	0,07	0,07
MgO	0,23	0,18	0,21	0,15	0,01	0,19	0,27	0,20	0,23	0,30
CaO	0,21	0,03	0,37	0,43	0,75	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
Na ₂ O	4,10	4,14	4,24	4,05	3,40	5,60	6,50	6,10	6,15	5,40
K ₂ O	3,60	3,66	2,87	4,05	3,95	2,78	3,30	3,42	3,38	3,38
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Li ₂ O	0,137	0,275	0,200	0,190	0,270	0,190	0,027	0,043	0,095	0,072
Rb ₂ O	0,111	0,132	0,115	0,144	0,133	0,122	0,079	0,072	0,095	0,079
п.п.п.	0,70	1,40	1,12	0,75	1,10	0,60	0,30	0,62	0,65	0,80
F	1,05	1,38	1,49	1,08	1,65	0,98	0,50	0,21	0,67	0,72
Сумма	101,3	101,5	101,0	101,0	102,3	101,1	100,7	100,4	100,7	100,8
O=2F-	0,442	0,581	0,627	0,455	0,695	0,413	0,211	0,088	0,282	0,303
Сумма	100,9	100,9	100,4	100,5	101,6	100,7	100,5	100,3	100,4	100,5

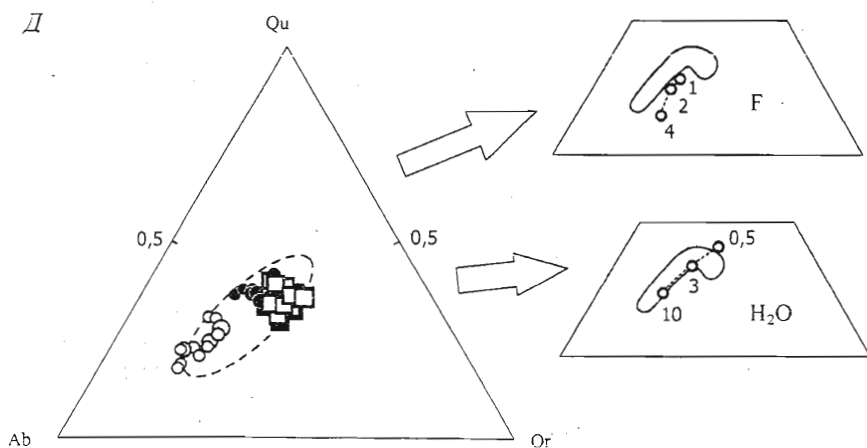
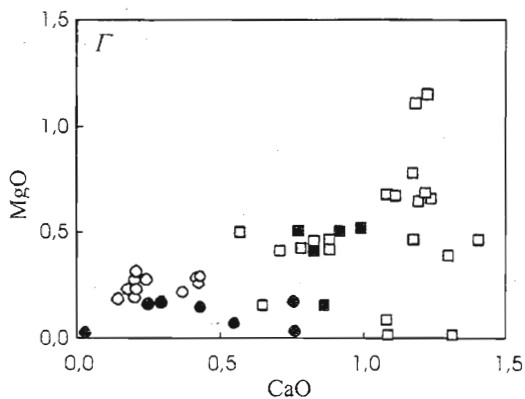
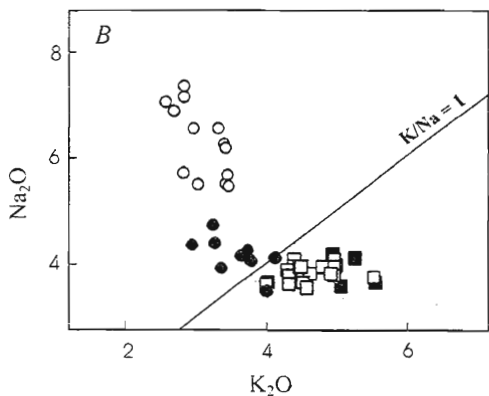
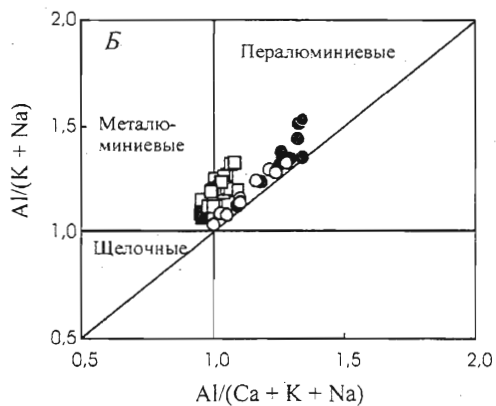
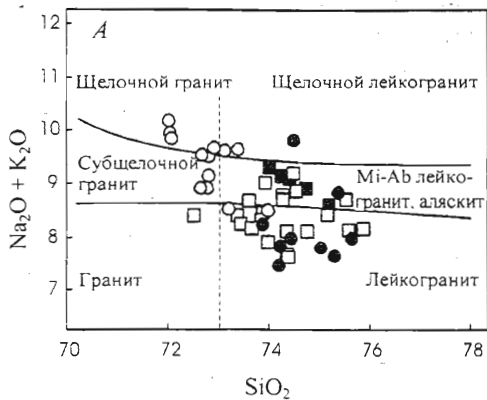
Примечание. н.а. – не анализировалось; петрогенные компоненты определены методом мокрой химии, редкие щелочные элементы – методом фотометрии пламени, F – методом ионселективных электродов; все содержания приведены в вес. процентах.

(1,92% FeO, 0,35% MgO, 0,10% TiO₂, 0,67% CaO); индекс агапитности варьирует от 0,95 в биотитовых гранитах до 1,33 в РГ (рис. 3, Б). Биотитовым гранитам и лейкогранитам свойственна пониженная суммарная щелочность с преобладанием калия над натрием ($4,7 \pm 0,6\%$ K₂O, $3,8 \pm 0,5\%$ Na₂O), тогда как РГ и онгониты, напротив, богаче щелочами и характеризуются пониженным содержанием калия относительно натрия ($3,3 \pm 0,5\%$ K₂O, $5,3 \pm 1,2\%$ Na₂O) (рис. 3, В). В целом от биотитовых гранитов к редкометальным увеличиваются содержания Al и Na и уменьшаются K, Mg, Ca, P. В том же направлении происходит рост концентраций Rb, Li, F и уменьшение Sr, Ba [17].

Обсуждение результатов. Как было показано выше, наименее измененные разновидности РГ Шумиловского интрузива обладают типичными чертами магматических пород. На это указывают как петрографические, так и геологические данные – достаточно однородные химический и минеральный составы пород, прослеживающиеся на расстоянии почти 50 м по вертикали и около 300 м по латерали, отсутствие метасоматической зональности, а также секущие взаимоотношения между основными типами пород.

Ранее нами [24] было показано, что топазсодержащие мелкозернистые граниты, аплиты и кварцевые порфиры даек Шумиловского интрузива по химическому и минеральному составу соответствуют онгонитам – субэффузивным аналогам РГ. Для них характерны порфировые выделения кварца, топаза и калиевого полевого шпата в мелко-тонкозернистой основной массе, каемки нарастания калиевого полевого шпата на зернах альбита, игольчатые и сферолитовые выделения топаза в основной массе и в порфировых вкрапленниках, закономерная ориентировка включений альбита во вкрапленниках кварца – типичные особенности структур онгонитов, описанные В. И. Коваленко с соавторами в многочисленных публикациях [2, 3, 25 и др.]. На близость дайковых пород Шумиловского интрузива к онгонитам впервые указали В. Д. Козлов и Л. Н. Свядковская [26]. Однако многие вопросы классификации онгонитов до сих пор остаются не решенными, и отсутствие четкой номенклатуры вызывает сложности при классификации дайковых пород в пределах редкометальных массивов [27].

Описанные в РГ и онгонитах взаимоотношения минералов – характерная особенность этих пород. Согласно данным большинства исследователей, такие структуры являются следствием кристаллизации минералов из специфического высокофтористого расплава и обусловлены различием в соотношении скоростей их роста к количеству зародышей минералов [3, 10, 12, 28 и др.]. Однако ряд авторов связывают присутствие корродированных зерен олигоклаза, обросших альбитовой оторочкой, а также включений мелких зерен альбита в калиевом полевоом шпате с проявлением метасоматической альбитизации [22, 29–31]. Шварцем [32] на примере месторождений Йичун (Yichun) в Китае и Тикус (Tikus) в Индонезии было показано различие альбитовых гранитов, образовавшихся соответственно магматическим и метасоматическим путем. Для последних характерны резкая неоднородность размера зерен альбита, отсутствие закономерного расположения их включений в калиевом полевоом шпате, стремление к образованию пород мономинерального состава (альбититов и фельдшпатитов). Н. И. Коваленко, обобщая результаты экспериментальных исследований метасоматической альбитизации, показывает, что этот процесс сопровождается развитием парагенезисов щелочных минералов; при этом «не наблюдалось образование таких минеральных фаз, как топаз, литиевые слюды, типоморфных для редкометальных литий-фтористых гранитов» [8, с. 26]. Кроме того, как доказали эти и последующие эксперименты [33], «выноса фемических компонентов щелочными растворами не наблюдается» (там же). Это подтверждается и эмпирическими наблюдениями [32], свидетельствующими о постоянстве или даже увеличении концентраций Ca и Sr с возрастанием содержаний Na₂O, в противоположность наблюдаемому тренду дифференциации пород Шумиловского интрузива.



Экспериментальными работами Н. И. Коваленко [8], Маннинга [9], Вайднера и Мартина [10] и других исследователей показано, что рост в гранитном расплаве содержания F приводит к понижению температуры солидуса и расширению поля кристаллизации кварца. Это делает возможным кристаллизацию основных минералов РГ (двух щелочных полевых шпатов, кварца, топаза и литиево-железистой слюды) непосредственно из расплава [8, 9]. Составы биотитовых гранитов и лейкогранитов Шумиловского интрузива (рис. 3, Д) располагаются возле экспериментальной точки тройного минимума в системе $Qu-Ab-An-Ot-H_2O$, соответствующей $P_{(H_2O)} \approx 1-2$ кбар, и характеризуются повышенными содержаниями анортитового компонента ($Ab/An = 5,4-16,3$). В то же время составы РГ и онгонитов образуют отдельное поле, вытянутое в направлении альбитового угла, совпадающее с положением точек тройной эвтектики в системе $Qu-Ab-Ot-H_2O-HF$ с количеством F, равным 1-2% [8, 9].

Заключение. Приведенное сопоставление экспериментальных и эмпирических данных свидетельствует о преобладании магматических процессов при формировании РГ Шумиловского интрузива. Рассмотренные особенности геологического положения и состава пород этого интрузива позволяют рассматривать РГ и онгониты в качестве продуктов дифференциации единого магматического расплава. Кристаллизация онгонитов Шумиловского интрузива происходила из водонасыщенного остаточного расплава, который мог образоваться при дифференциации РГ в глубинных частях магматической камеры. О насыщении онгонитового расплава водой говорит присутствие эруптивных брекчий.

Е. А. Абушкевич благодарит А. Т. Маслова (ВСЕГЕИ) за помощь при фотографировании шлифов.

Summary

Abushkevich E. A., Syritso L. F. Importance of the magmatic processes in Li-F rare-metal granites genesis, Shumilovsky pluton, Central Transbaikalia: petrographic and geochemical evidence.

Mezozoic age Shumilovsky pluton in Central Transbaikalia composes of porphyritic biotite granites (BG) and equigranular leucogranites with smoky rounded quartz. A little body of fine-grained rare-metal enriched topaz-bearing microcline-albite granites (RG) occurs at the depth of about 150m. The contact between BG and RG is concealed by greisen zone. Topaz-bearing aplites, quartz-porphyrites and microgranites occur as dykes cutting all granite types mentioned above. Fresh, less-altered granites in general are high-silica peraluminous subalkaline granites with low Mg, Ti, Fe, Ca and P. Porphyritic granites are enriched in potassium compare to topaz-bearing granites; the latter enriched in sodium as well as in Al, Cs, Rb, Li, F. Textures of porphyritic, microgranitic dykes (phenocrysts of "snowball" quartz, topaz, two feldspars and mica in fine-grained groundmass, potassium feldspar rims around albite grains, spherulitic topaz inclusions in phenocrysts and in groundmass) are the main features for ongonites – subvolcanic equivalents of Li-F rare-metal granites – and suggest crystallisation of these minerals from highly-evolved H₂O-saturated F-enriched melt. Metasomatic alteration represents the process of the second order.

Рис. 3. Петрохимическая характеристика гранитов Шумиловского интрузива.

А – положение пород на классификационной диаграмме $K_2O + Na_2O - SiO_2$; Б – положение пород на классификационной диаграмме Шэнда; В, Г – соотношение основных петрогенных окислов; Д – соотношение нормативных количеств Qu, Ab и Ot (пунктиром показано поле составов РГ различных регионов мира по [34]). Черные квадраты – порфиридные биотитовые граниты, светлые – лейкограниты; черные кружки – РГ, светлые – онгониты.

Литература

1. *Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., 1962.
2. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л.* Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. РАН. 1971. Т. 199, № 2.
3. *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., 1976.
4. *Kortemeier W. T., Burt D. M.* Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch area, Tonto basin, Arizona // Amer. Mineralogist. 1988. Vol. 73.
5. *Raimboli L., Burnol L.* The Richemont rhyolite dyke (French Massif Central): A subvolcanic equivalent of rare-metal granites // Can. Mineralogist. 1998. Vol. 36.
6. *Burt D. M., Sheridan M. F., Bikun J. V., Christiansen E. H.* Topaz rhyolites – distribution, origin, and significance for exploration // Econom. Geology. 1982. Vol. 77.
7. *Christiansen E. H., Burt D. M., Sheridan M. F., Wilson R. T.* The petrogenesis of topaz rhyolites from the Western United States // Contrib. Miner. Petrol. 1983. Vol. 83.
8. *Коваленко Н. И.* Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., 1979.
9. *Manning D. A. C.* The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qu–Ab–Or with excess water at 1 kb // Contrib. Miner. Petrol. 1981. Vol. 76.
10. *Weidner J. R., Martin R. F.* Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall // Geochem. Cosmochem. Acta. 1987. Vol. 51.
11. *Higgins N. C.* Comment on “Origin of alkali-feldspar granites: An example from the Poimena Granite, northeastern Tasmania, Australia” // Geochem. Cosmochem. Acta. 1990. Vol. 54.
12. *Naapala I.* Magmatic and postmagmatic processes in tin granites // J. Petrology. 1997. Vol. 38, N 12.
13. *Сырцо Л. Ф.* Геохимические аспекты зональности массивов редкометалльных гранитов // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1993. № 2.
14. *Сырцо Л. Ф., Табунс Э. В., Волкова Е. В.* и др. Геохимическая модель формирования Li–F гранитов Орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2001. Т. 9, № 13.
15. *Абрамов С. С.* Моделирование процессов флюидно-магматической дифференциации при образовании высокофтористых магм // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. 2000. № 3.
16. *Абрамов С. С.* Образование высокофтористых магм путем инфильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12, № 1.
17. *Сырцо Л. Ф., Волкова Е. В., Ситников А. Л., Тимохина Л. А.* Закономерности распределения петрогенных, редких и рассеянных элементов в породах и рудах Шумиловского вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье) и некоторые вопросы их генезиса // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов / Под ред. В. В. Гордиенко. СПб., 1998. № 5.
18. *Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б.* и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области. 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003. Т. 11, № 3.
19. *Гетманская Т. И., Чернов Б. С.* Оловянно-вольфрамовая формация // Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья / Ред. кол.: В. П. Иванов и др. Новосибирск, 1976.
20. *Омельяненко С. А., Кулгашев А. И., Голев В. К.* Некоторые поисковые признаки внутриинтрузивных очагов на примере Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения // Геология, разведка и оценка месторождений Забайкалья / Ред. кол.: В. Н. Межов и др. Чита, 1973.
21. *Омельяненко С. А., Козлов В. Д., Шермет Е. М.* К генезису Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье) // Ежегодник СибГЕОХИ-1973. Новосибирск, 1974.
22. *Бубнов Е. Т.* Описание западной части Асакан-Шумиловского гранитного массива // Бюл. науч.-техн. Читинск. горн. об-ва. 1961. № 6.
23. *Гайворонский Б. А., Сапожников В. П.* О внутриинтрузивном типе редкометалльного грейзенового оруденения Забайкалья и Монголии // Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий / Ред. кол.: В. А. Кузнецов и др. Чита, 1981.
24. *Абушкевич Е. А.* Онгониты Шумиловского гранитного интрузива (Ц. Забайкалье) // Материалы XXI Всерос. семинара по геохимии магматических пород. Апатиты, 2003.
25. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, 1977.
26. *Козлов В. Д., Свадковская Л. Н.* Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск, 1977.
27. *Абушкевич Е. А., Табунс Э. В.* Термин «онгонит» и его место в классификации кислых пород // Геология и эволюционная география / Под ред. Е. М. Нестерова. СПб., 2004.
28. *Manning D. A. C., Exley C. S.* The origin of late-stage rocks in the St. Austell granite – a re-interpretation // J. Geol. Soc. London. 1984. Vol. 141.
29. *Charoy B.* The genesis of the Cornubian batholith (South-West England): The example of the Cammenellis pluton // J. Petrology. 1986. Vol. 27.
30. *Kleeman G. J., Twiss D.* The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism // J. Petrology. 1989. Vol. 30.
31. *Stemprok M.* Ongonite from Ongon Khairkhan, Mongolia // Miner. Petrology. 1991. Vol. 43.
32. *Schwartz M. O.* Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids – examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia) // Miner. Deposita. 1992. Vol. 27.
33. *Зарайский Г. П.* Условия формирования главных фациальных типов грейзенов по экспериментальным данным // Петрология. 1999. Т. 7, № 4.
34. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П.* и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М., 1971.

Статья поступила в редакцию 15 декабря 2004 г.