

Петрология и рудоносность гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла (Верхояно-Колымская орогенная область)

Ю.С.ОРЛОВ, В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассматриваются особенности петрографического, минерального и химического составов гранитов Бургалийского рудно-магматического узла, локализованного на границе Иньяли-Дебинского синклиория и Джолокагского антиклинория. Установлено, что в его пределах пространственно сближены гранитоиды трех разных типов: амфибол-биотитовых гранодиоритов I-типа, двуслюдяных кордиеритовых гранитов S-типа и редкометалльных плюмазитовых литий-фтористых гранитов. Показано, что последние не комплементарны предшествующим гранитоидам и являются производными самостоятельного расплава, генерировавшегося в нижней коре при воздействии потока флюидов, предположительно связанных с субщелочными или щелочными базальтоидными расплавами.

Ключевые слова: гранитоиды, литий-фтористые граниты, типоморфизм минералов, химический состав, субстраты магмогенерации, генезис, рудоносность.

Трунилина Вера Аркадьевна
Роев Сергей Прокопьевич



v.a.trunilina@diamond.ysn.ru
s.p.roev@diamond.ysn.ru

Petrology and ore content of granitoids from the Burgali ore-magmatic cluster (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

Yu.S.ORLOV, V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper considers particularities of petrographic, mineral, and chemical composition of granites from the Burgali ore-magmatic cluster located at the boundary between the Inyali-Debin synclinorium and the Djolokag anticlinorium. It is established that three different types of granitoids are closely spaced within the cluster. These are I-type amphibole-biotite granodiorites, S-type two-mica cordierite granites, and rare-metal plumasite lithium-fluorine granites. The latter are shown not to be complementary to the preceding granitoids, they are derivatives of independent melts generated in the lower crust by the action of fluid flows supposedly related to subalkaline or alkaline basaltoid magmas.

Key words: granitoids, lithium-fluorine granites, typomorphic features of minerals, chemical composition, magma-generating substrata, genesis, ore content.

Литий-фтористые граниты привлекают внимание исследователей в первую своей высокой рудоносностью (Sn, W, Li, Ta, Nb). Несмотря на длительную историю изучения, генезис их остается проблематичным. Их рассматривают как метасоматические образования («апограниты») [1, 7], как конечные дифференциаты стандартных гранитов [6, 10], как производные самостоятельных расплавов, возникших в результате мантийно-корового взаимодействия [9, 13, 24]. Очевидно, что решение этого вопроса в каждом конкретном случае влечет за собой прогноз масштабов оруденения.

На территории северо-востока Якутии (северо-западная часть Верхояно-Колымской орогенной области) к настоящему времени известны три таких объекта, каждый из которых, наряду с общей принадлежностью

к формации редкометалльных гранитов, отличается составом пород, характером и масштабностью оруденения. Это Кестерский гарполит с месторождениями Sn, Li, W, Ta, Nb; интрузивные залежи Полярного месторождения (Sn, W, Li, Ta, Nb, REE); Верхнебургалийский этмолит (Sn, Li, Rb, Cs, Ta). Наименее изученным является Верхнебургалийский массив, хотя результаты геолого-съёмочных и специализированных исследований (Д.И.Троицкий, 1970; И.И.Гетманский, 1970; Ю.С.Орлов и др., 1983) выявили его высокую перспективность на редкометалльное оруденение, и в отношении генезиса которого также не сформировалась единая точка зрения. Это определяет актуальность проведенных исследований. Поскольку все известные на территории региона литий-фтористые граниты

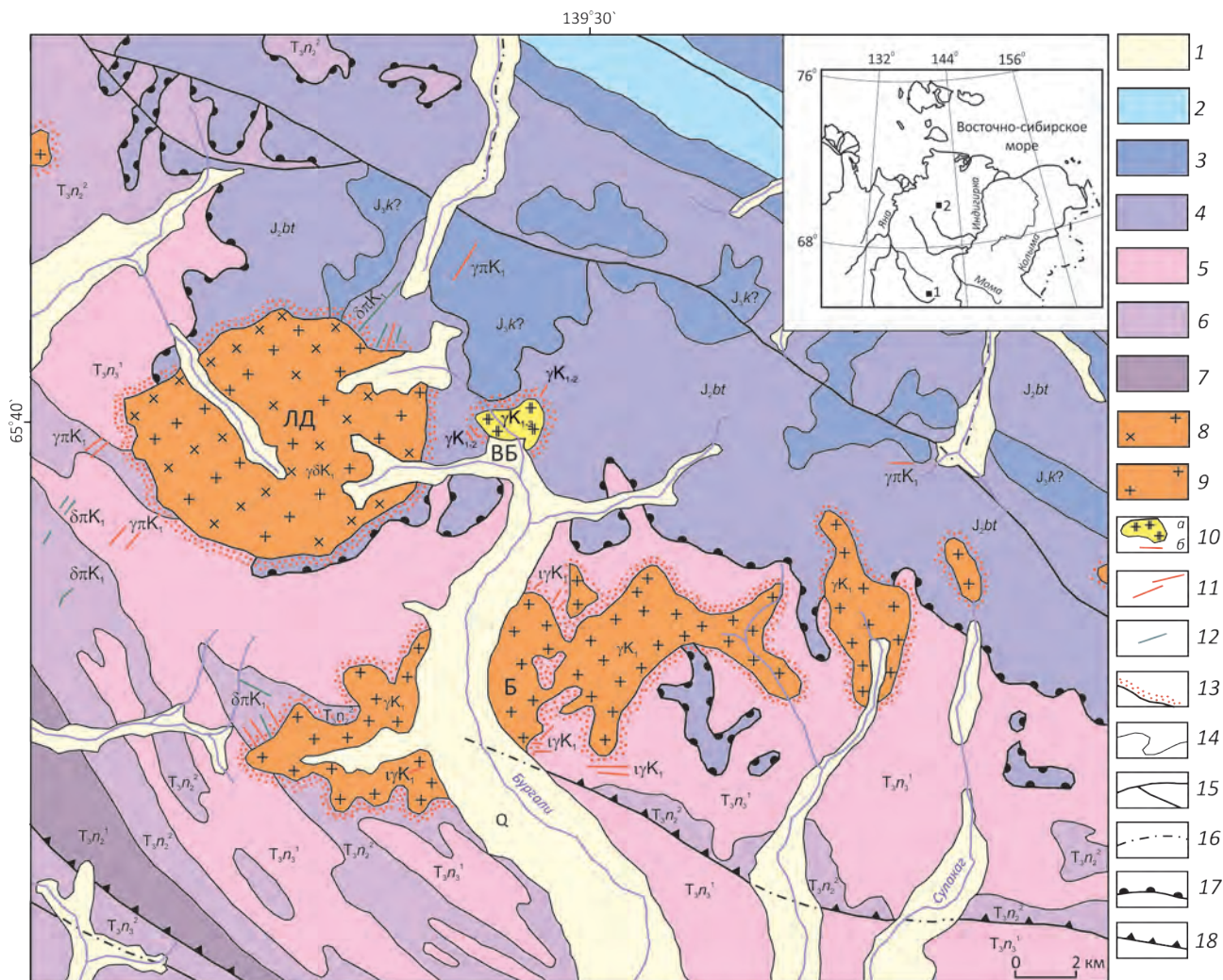


Рис. 1. Карта Бургалийского рудно-магматического узла. По Д.И.Троицкому и др., 1980:

1 – четвертичные отложения (Q); 2–4 –юрские отложения: 2 – верхний отдел, оксфордский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты (J_2o), 3 – верхний отдел, келловейский (?) ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков и конгломератов ($J_2k?$), 4 – средний отдел, батский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков и конгломератов (J_2bt); 5–7 – триасовая система: 5 – верхний отдел, норийский ярус, верхний подъярус, нижняя толща: песчаники, алевролиты, аргиллиты ($T_3n_1^1$), 6 – то же, верхняя толща: песчаники, алевролиты, линзы конгломератов ($T_3n_2^2$), 7 – верхний отдел, норийский ярус, средний подъярус, нижняя толща: песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, кремнисто-глинистые конкреции ($T_3n_2^1$); 8 – гранодиориты ($\gamma\delta K_1$); 9 – граниты (γK_1); 10 – микроклин-альбитовые граниты: а – массив, б – дайки (γK_{1-2}); 11 – дайки гранит-порфиров ($\gamma\lambda K_1$), аплитов и лейкогранитов ($\tau\gamma K_1$); 12 – дайки диоритовых порфиров ($\delta\lambda K_1$); 13 – роговики; 14 – границы между разновозрастными образованиями; 15 – тектонические нарушения; 16 – тектонические нарушения, скрытые под более молодыми образованиями; 17 – надвиги; 18 – взбросы; гранитоидные массивы: ЛД – Лево-Джолокагский, Б – Бургалийский, ВБ – Верхнебургалийский

пространственно ассоциируют с гранитоидами иного состава, представления о генетической связи с которыми неоднозначны, изучение литий-фтористых гранитов с необходимостью должно быть дополнено характеристикой этих ассоциирующих образований.

Петрография и минералогия. Бургалийский рудно-магматический узел локализован непосредственно на границе Джолокагского антиклинория и Иньяли-

Дебинского синклинория и включает в себя Лево-Джолокагский, Бургалийский и Верхнебургалийский гранитоидные массивы и сопровождающий их комплекс даек (рис. 1). Лево-Джолокагский массив интрузирует на юго-западе пелитовые толщи верхнего триаса, а на северо-востоке – песчаные отложения средней юры. Форма его штокообразная, с крутыми боковыми контактами и пологой кровлей, осложненной глубокими

провесами и немногочисленными мощными пологими апофизами. Приапикальная зона массива и вмещающие роговики прорваны дайками аплитовидных и мелкозернистых лейкократовых гранитов, несущих кварц-полевошпатовые пегматоидные обособления. Гидротермальные проявления развиты незначительно и представлены маломощными (десятки сантиметров) кварцевыми жилами, иногда с рассеянной вкрапленностью окисленных сульфидов.

В составе массива преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты, среднезернистые в центральной части выхода и мелкозернистые невадитовые в эндоконтактах. На наиболее эродированных горизонтах в гранодиоритах наблюдаются многочисленные автолиты эллипсоидальной формы (до 20 см в поперечнике) кварцево-диоритового состава. Породы главной фации массивные и атакситовые, с гранитовой, с элементами пойкилитовой, структурой. Они сложены скоплениями идиоморфных табличек плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены калиевым полевым шпатом, кварцем или мелкими зернами плагиоклаза в ассоциации с амфиболом и биотитом. Плагиоклаз зональный с составом an 49→26%, с корродированными ядрами лабрадора (an 51–56%) и включениями амфибола и биотита в периферических зонах. Амфибол – слабо актинолитизированная железистая роговая обманка (f 55,3–61%) с низким содержанием галогенов (F и Cl <0,2–0,3%). В шлирах амфибола и в диоритовых автолитах наблюдаются корродированные зерна субкальциевого авгита (f 47,8–48,2%) и ферросилита (f 59,1–60,9%), по-видимому, представляющих наиболее ранние минералы пород. В протолочках гранодиоритов часто встречаются корродированные реститовые зерна магнезиальных жедрита и чермакита (f 27,4–43,4%) характерных для пород высоких степеней метаморфизма. Биотит железистый (f 57,5–65,4%), с низким содержанием галогенов (Cl 0,27–0,43 и F 0,12–0,67%). Он кристаллизовался в условиях буфера $Ni-NiO$ при умеренной активности кислорода ($-\log f O_2$ 15,7–16,1), T 670°–730°C и P 0,8–1,2 ГПа (табл. 1, рис. 2, А). По параметрам состава он отвечает биотитам гранитоидов мантийно-корового происхождения гипабиссального уровня становления (см. рис. 2, Б–В). Калиевый полевой шпат – высокий ортоклаз ($2V_{Np}=54^\circ$) – образует ксеноморфные зерна в интерстициях плагиоклаза и темноцветных минералов и порфиробласты с многочисленными включениями корродированных зерен плагиоклаза, амфибола и биотита. Содержание воды в расплаве оценивается в 2–4% [23].

Среди аксессуаров определены: ортит, ильменит, титаномагнетит, Cl -апатит, циркон, гранат, пирротин и пирит. Cl -апатит по составу (Cl 0,26–0,57, F 3,37–3,49 и Se_2O_3 0,07–0,37%) сопоставим с апатитами производных андезитовых магм [17]. Зерна циркона относятся преимущественно к мантийно-коровым морфотипам D и J [28], реже встречаются зерна коровых морфоти-

пов ряда S. Пироп-альмандин (py 34–48%) встречен в сростании с чермакитом, то есть также относится к реститовым. Кроме того, присутствует ксеногенный альмандин-гроссуляр ($gross$ 64–66%).

Лейкограниты даек мелко-среднезернистые, с гранитовой, с элементами аллотриоморфнозернистой и микропойкилитовой, структурой породы. Плагиоклаз – олигоклаз-альбит (an 9–12%), калишпат – промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}=61–68^\circ$). Содержание биотита <1%, и он почти нацело замещен пинитом.

Бургалейский массив интрузирует смятые в складки алевролитово-аргиллитовые толщи верхнего триаса и средней юры. Форма его плитообразная, осложненная многочисленными протяженными апофизами мощностью до 30 м, что вместе со слабой степенью эродированности и пологим падением контактов обусловило весьма прихотливый контур выхода массива на дневную поверхность. Наблюдаются многочисленные провесы и выступы кровли, ступенчатый рисунок боковых контактов.

В составе массива преобладают среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, сменяющиеся в боковых контактах прерывистой зоной гранодиоритов мощностью до 50 м, а в апикальных выступах – мелкозернистыми порфириовидными гранитами. Непосредственно в контакте участками фиксируются мелкозернистые лейкократовые граниты. Они же слагают и дайки-апофизы. Жильная фация представлена многочисленными телами мелкозернистых турмалин-содержащих лейкогранитов, пегматоидных гранитов и аплитов. Автометасоматические изменения (мусковитизация, хлоритизация, лимонитизация) прослеживаются на всю вскрытую часть массива, но выражены слабо, достигая заметного развития только в приапикальной зоне. В южном экзоконтакте массива известны мелкие золотовисмутовые и золоторудные проявления, в северо-западном – мелкие касситерит-кварцевые проявления.

Граниты главной фации такситовые, со среднезернистой гранитовой, с элементами пойкилитовой структурой. Плагиоклаз – зональный олигоклаз-андезин и олигоклаз (an 32→16%), с корродированными ядрами андезина (an 48%). Калишпат – промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}=56–68^\circ$). Биотит преобладающей раннемагматической генерации железистый (f 60,6–63,2%), наблюдается в идиоморфных табличках. Позднемагматический биотит – лепидомелан (f 67,5–69,9%) – образует мелкие шлиры и гнездовые скопления в ассоциации с кварцем и мусковитом. Обе генерации по составу отвечают биотитам гранитов, образованным по существу коровым субстратам (см. рис. 2, Б), и обладают высокой глиноземистостью, характерной для биотитов абиссальных гранитов (см. рис. 2, В). Это не согласуется с расчетным давлением при кристаллизации (не более 0,4 ГПа) и говорит, скорее, о высоком давлении летучих в системе (содержание воды в

1. Представительные химические анализы биотитов гранитоидов Бургалейского узла

Образцы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Cl	F	P ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Сумма	f, %	al*, %	T°C	LogfH ₂ O	LogfHCl	LogfHF	
Лево-Джолокагский массив																									
307/1	Гранодиорит	34,58	5,38	13,87	0,39	10,00	0,41	9,13	0,78	0,10	8,59	8,58	Не опр.	0,67	0,11	0,077	0,042	92,71	38,8	22,3	920	-12,4	2,71	2,74	-0,96
290/1		35,07	3,25	14,67	5,73	17,40	0,27	9,42	0,54	0,30	8,08	4,65	Не опр.	0,44	0,11	0,058	0,046	10,03	57,0	20,3	730	-15,2	2,42	1,87	-1,41
602/2	Диорит	36,89	2,94	14,20	2,63	21,05	0,24	8,95	0,02	0,02	9,46	2,75	0,27	0,27	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,71	59,5	19,3	710	-15,8	2,57	2,01	-1,33
602/2		36,61	2,99	12,70	3,56	21,00	0,20	8,49	0	0,11	8,95	3,52	0,30	0,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,58	61,5	17,7	700	-15,8	2,99	2,29	-1,11
602/2		36,43	3,14	12,20	3,72	21,00	0,19	7,37	0,02	0,36	9,37	3,26	0,43	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	97,63	65,0	17,5	670	-16,1	3,20	2,45	1,17
602/2		36,95	2,63	13,80	3,18	21,40	0,28	7,51	0,13	0,13	9,32	3,12	0,27	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,97	64,4	19,3	690	-15,9	2,87	2,04	-1,24
Бургалейский массив																									
2147/1		33,74	4,62	18,20	3,96	18,20	0,30	7,87	0,2	0,22	7,81	2,77	Не опр.	0,77	0,12	0,086	0,076	98,95	60,6	25,2	760	-15,7	0,96	-0,03	-2,43
2150/3		34,12	3,60	18,57	2,38	20,01	0,15	7,19	1,00	0,14	8,08	4,88	Не опр.	0,85	0,05	0,053	0,037	100,45	63,2	25,7	730	-15,9			
347/1	Гранит	34,31	4,03	18,68	1,89	19,89	0,13	6,67	0,83	0,22	8,70	3,71	Не опр.	0,71	0,05	0,05	0,037	99,91	64,4	26,1	750	-16,1	0,86	-0,16	-2,44
347/1		33,64	3,78	18,58	7,27	16,88	0,33	6,28	0	0,18	8,51	4,00	Не опр.	0,61	0,05	0,12	0,083	100,31	67,5	26,0	720	-16,3	0,88	-0,13	-2,62
2148/4	М/з турмалиновый гранит	32,76	3,45	20,16	3,02	21,60	0,19	5,82	0,59	0,55	7,22	4,27	Не опр.	0,60	0,05	0,30	0,066	100,65	69,9	27,8	690	-16,5	-0,03	-1,53	-3,55
2147/2		34,68	3,94	13,94	3,34	17,98	0,15	7,63	0,71	0,60	8,00	4,74	Не опр.	0,58	0,18	0,04	0,035	96,55	60,7	20,5	690	-15,7			
2147/2	М/з турмалиновый гранит	35,39	1,96	14,50	3,91	28,60	0,98	0,57	0	0,04	9,26	2,62	0,39	0,62	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,85	96,9	21,4	620	-18,7	2,20	-1,11	0,66
2008/3		36,23	3,70	18,00	1,06	19,90	0,31	7,37	0	0,18	8,95	3,29	0,13	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,11	61,3	24,7	740	-15,8	1,51	-3,22	0,59
2008/3	Пегмагондлин	35,73	1,93	16,00	4,46	29,00	1,03	0,64	0,02	0,04	7,19	2,29	0,26	2,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,75	96,7	22,6	600	-18,9	1,96	-1,77	0,18
2146/3		33,99	3,50	19,48	2,33	19,48	0,31	7,76	0,10	0,21	7,12	3,90			0,46	0,05	0,022	0,06	99,38	60,8	26,6	700	-15,8	0,88	-2,89
2146/2	Верхнебургалейский массив	34,76	3,49	19,07	2,40	20,38	0,10	7,66	0,06	0,18	8,13	4,05		0,4	0,05	0,041	0,034	100,83	62,1	25,7	750	-15,8	0,87	-2,69	-0,10
600/2		37,70	4,10	13,60	2,37	20,70	0,33	8,69	0	0,14	9,22	2,35	0,10	0,18	0,01	Не опр.	Не опр.	99,43	59,6	18,6	710	-15,8	2,78	-1,21	1,84
600/2	Микро-клин-альбитовые граниты	37,08	2,98	13,90	2,70	20,20	0,30	9,84	0,02	0,15	9,68	2,58	0,13	0,12	0	Не опр.	Не опр.	99,61	56,3	18,8	730	-15,4	2,64	-4,47	-0,94
600/1		36,82	2,92	13,20	3,04	21,60	0,25	7,79	0,01	0,11	9,77	2,90	0,28	0,14	0,01	Не опр.	Не опр.	98,79	63,7	18,4	700	-15,9	2,89	-1,29	2,20

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГАБМ СО РАН; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова; T°C – температура кристаллизации и logfO₂ – по работе [19]; logfH₂O, logfHCl, logfHF – по работе [33].

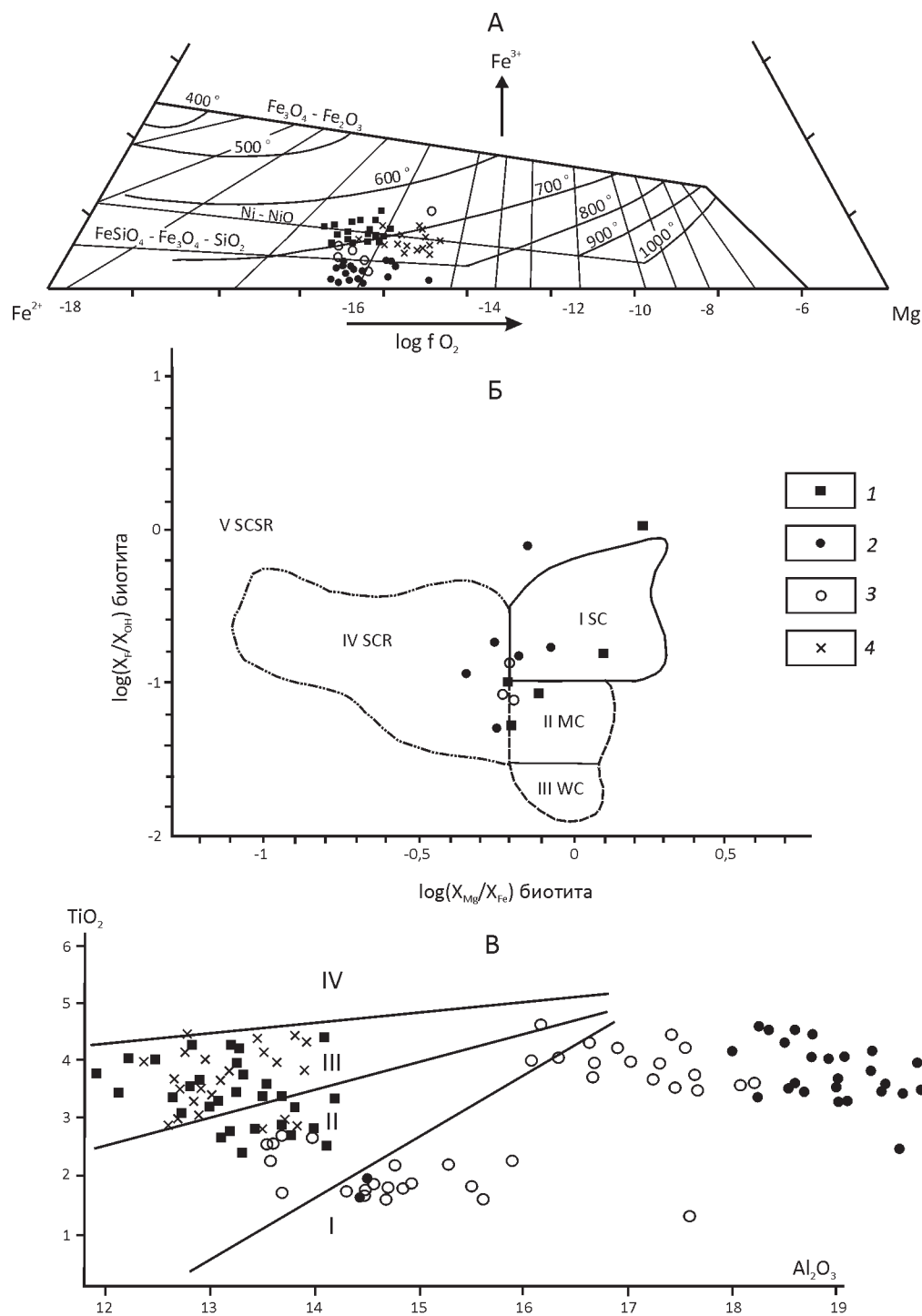


Рис. 2. Типоморфные особенности составов биотитов гранитов:

биотиты гранитоидов: 1 – Лево-Джолокагского и 2 – Бургалийского массивов, 3 – даек Бургалийского массива, 4 – Верхнебургалийского массива; А – окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов: Ni-NiO, FeSiO₄-Fe₃O₄-SiO₂ – линии буферных равновесий, 1000°–500°С – температуры кристаллизации биотитов, log f O₂ – активность кислорода [19]; Б – соотношение фтористости и магнезиальности биотитов: поля диаграммы – биотиты гранитоидов [21]: I – высокомагнезиальных высокофтористых, II – высокомагнезиальных среднефтористых, III – высокомагнезиальных низкофтористых, IV – магнезиально-железистых высокофтористых, V – железистых высокофтористых, WC – слабо загрязненных, MC – средне загрязненных, SC – сильно загрязненных, SCR – сильно загрязненных и восстановленных, SCSR – сильно загрязненных и сильно восстановленных; В – соотношение TiO₂-Al₂O₃ в биотитах: поля составов биотитов гранитоидов [5, 22]: I – абиссальных, II – мезоабиссальных, III – гипабиссальных, IV – приповерхностных

расплаве оценивается в 10–12%, с превышением порога насыщения [23]). Кристаллизуется биотит при температурах 760°–690°С, в восстановительных условиях ниже буфера Ni–NiO, при умеренном потенциале кислорода ($-\log f_{O_2}$ 15,7–16,5) и низком – воды и фтора (см. табл. 1 и рис. 2, А). Мусковит кристаллизуется в ассоциации с кварцем на позднемагматическом этапе.

Граниты эндоконтакта отличаются план-параллельной ориентировкой порфирированных выделений полевых шпатов. Кордиерит в них образует крупные бочкообразные зерна в интерстициях кварца и калишпата. В гранитах апикальной зоны наблюдаются скелетные сростания кордиерита и граната. По микротрещинкам во всех породообразующих минералах и в виде псевдоморфоз по кордиериту развит постмагматический тонкочешуйчатый мусковит.

В акцессорной фракции определены ильменит, апатит, циркон, гранат, касситерит, пирит, арсенопирит, халькопирит. Апатит обладает низким содержанием Cl (0,01–0,18%) и повышенным – MnO (0,9–2,1%) и соответствует апатитам производных коровых гранитных расплавов. Зерна циркона принадлежат коровым морфотипам ряда S, гранат – верхнекорковый пироп-альмандин с py 4–18%, ильменит марганцовистый (MnO 1,9–4,4%, содержание MgO – ниже предела чувствительности микросонда).

Биотит-турмалиновые лейкограниты жильной фации такситовые, порфирированные, с гранитовой, с элементами графической и микропойкилитовой основной массой и мелкими шлирами тонкочешуйчатых агрегатов слюд и турмалина. В порфирированных выделениях установлены интенсивно альбитизированный промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}=72^\circ-78^\circ$) и кордиерит, по которому развиты псевдоморфозы мелкочешуйчатых агрегатов мусковита и хлорита. Основная масса сложена идиоморфными табличками неотчетливо зонального олигоклаза (an 20→15%), изометричными зернами и их скоплениями кварца в ассоциации с Fe-биотитом и мусковитом. Поздняя генерация биотита, развитая в интерстициях плагиоклаза и кварца, представлена низкотемпературным (600°–620°С) лепидомеланом (f 96,7–96,9%). Мусковит-турмалиновые граниты отличаются аллотриоморфнозернистой, с элементами графической, основной массой, более кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз и альбит), отсутствием биотита и развитием скелетных зерен турмалина.

Пегматоидные лейкограниты среднезернистые, с аллотриоморфнозернистой, участками пегматитовой структурой, с гнездами тонкопластинчатого фенгит-мусковита и биотита, крупными изометричными зернами кордиерита и тонкоигльчатыми турмалиновыми солнцами. Биотит аналогичен таковому в турмалиновых лейкогранитах.

Выход *Верхнебургалийского массива* приурочен к зоне Бургалийского разлома, по которому заложена

долина верховьев р. Бургали. Долина реки пересекает его на две половины, обнажающиеся на ее склонах почти на 300 м по вертикали. На обоих склонах породы массива перекрываются реликтами кровли. По данным Ю.С. Орлова, массив имеет близкую этмолиту форму. В южном экзоконтакте массива наблюдаются гранодиориты, аналогичные таковым Лево-Джолокагского массива. Жильная фация представлена немногочисленными дайками микроклин-альбитовых гранитов (см. рис. 1). В эндо- и экзоконтактах этмолита установлены рудопроявления Sb, приуроченные к зонам грейзенов и пегматитам. В восточном экзоконтакте массива известны сурьмяные проявления в амблигонит-мусковит-кварцевых жильных грейзенах, краевых пегматитах и кварцевых жилах с антимонитом. Мощность жил около 0,5 м, прослеженная протяженность – около 10 м. К зоне грейзенизированных микроклин-альбитовых гранитов эндоконтакта приурочены проявления Sn, W и Li.

В составе этмолита Ю.С. Орлов выделил три основные фации микроклин-альбитовых гранитов («аляскиотов»): топаз-слюдистые, тяготеющие к наиболее эродированным участкам; амблигонит-слюдистые и слюдисто-амблигонитовые. В эндоконтактных зонах установлены краевые и жильные пегматиты и амблигонит-мусковит-кварцевые грейзены с касситеритом и антимонитом.

Топаз-слюдистые граниты массивные и атакситовые, со среднезернистой гранитовой, с элементами пойкилитовой структурой. Средний минеральный состав (в %): кварц – 27,3, альбит – 39,2, калишпат – 19, светлые слюды – 8,9, топаз – 3,4, амблигонит – 1,2. Породы сложены крупными (0–4 мм) идиоморфными пластинками альбита (an 3–6%); изометричными табличками слюды, короткопризматическим топазом, иногда в скелетных сростаниях с альбитом; скоплениями горшковидного кварца, ксеноморфными зернами амблигонита и калишпата. В последнем фиксируется распад на промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}=69^\circ$) и низкий микроклин ($2V_{Np}=90^\circ$) при валовом составе $Ort_{88}Ab_{10}$ [13]. Слюды имеют переменный состав: литиевый мусковит, циннвальдит, лепидолит, трилитонит и промежуточные модификации (табл. 2). Амблигонит-слюдистые и слюдисто-амблигонитовые разности отличаются от описанных только большим содержанием амблигонита (2–2,8% и >3%).

Для средне-мелкозернистых микроклин-альбитовых гранитов эндоконтакта характерны изометричные зерна кварца (1–3 мм), содержащие ориентированные параллельно граням его роста пойкилитовые включения альбита. Непосредственную зону эндоконтакта слагают топазовые альбититы. Песчаники на расстоянии до 1 м от контакта сложены регенерированными зернами кварца и олигоклаза, промежутки между которыми заполнены мелкотаблитчатым агрегатом светлой слюды с примесью мелких зерен топаза, турмалина и касситерита. Они пересекаются тонкими прожилками

2. Представительные химические анализы слюд микроклин-альбитовых гранитов Верхнебургалийского массива

Образцы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	H ₂ O ⁺	F	P ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	O=F	Сумма	Минерал
30/2	Топаз-слюдистый	49,62	0,18	24,56	2,10	4,71	0,51	0	0,05	0,59	9,41	0,24	2,26	4,71	0,87	1,99	0,69	0,008	1,97	100,29	Прого-литийнит
176/2	Амблигонит-слюдистый	48,11	0,26	23,10	2,44	3,78	0,29	0,05	0,26	0,75	9,74	0,43	1,57	6,62	0,51	3,63	1,01	0,065	2,77	99,41	Циннвальдит
327/2	Краевой пегматит	45,32	0,15	21,27	5,04	6,63	0,56	0,10	0	0,56	9,74	0,04	1,03	0,80	0,15	3,26	0,96	0,17	0,28	95,46	Циннвальдит
195/2	Грейзен	48,27	0,04	33,27	1,33	0	0,10	0	0,05	0,58	9,40	0,14	5,85	1,42	0,12	0,28	0,36	0,016	0,60	10,63	Циннвальдит
345/2		45,36	0,04	36,75	0,77	0	0,08	0	0,47	0,44	10,73	0,59	3,48	1,11	0,16	0,06	0,32	0,01	0,46	99,32	Мусковит
250/2		46,76	0,18	31,09	1,29	2,52	0,11	0,13	0,21	0,68	9,73	0,29	0,53	2,61	0,10	0,67	0,28	0,04	1,09	95,84	Мусковит
202a	Пегматоидный микроклин-альбитовый гранит	46,50	0,19	24,70	5,23	3,01	0,59	0,15	0	0,49	10,05	He	1,29	5,83	0,12	2,61	0,88	0,10	2,43	99,32	Литиевый мусковит
238		49,60	0,03	22,10	3,29	3,95	0,50	0	0,06	0,47	10,07	He	0,95	7,03	0,10	4,04	1,10	0,07	2,94	100,42	Циннвальдит
234/2		52,60	0	22,60	0	0,28	0,15	0	0	1,20	10,18	He	1,00	9,13	0,07	5,30	1,42	0,06	3,84	100,15	Лепидолит

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГАБМ СО РАН; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова.

альбит-кварцевого состава, вдоль которых в песчаниках резко возрастают содержания слюды, турмалина, топаза, касситерита, рудного.

Среди аксессуарных минералов определены турмалин, касситерит, фосфаты, тантало-колумбит, пирит, халькопирит, халькостибит, антимонит, редкие зерна предельного альмандина (*alm* 99%) и фтор-апатита (F 3,37–3,52 и Cl 0–0,12%). В протоочках микроклин-альбитовых гранитов встречены многочисленные зерна клино- и ортопироксенов (ферросилит *сf* 48–51% и субкальциевый магнезиоавгит *сf* 32–34%), аналогичные таковым в гранитоидах Лево-Джолокагского массива, которые авторы рассматривают как ксеногенные, захваченные при интрузии гранодиоритов. Аналогичную позицию занимает и Fe-биотит (*f* 56,3–63,7; *al** 18,4–18,8; *T* 700°–730°С и *P* 0,89–1,17 ГПа), наблюдавшийся в шлифах лишь в единичных случаях в виде коррозионных зерен среди скоплений мусковита. Редкие зерна жедрита и чермакита могут иметь ту же природу, а могут быть реститовыми при выплавлении материнского для верхнебургалийских гранитов расплава.

Дайки в окружении этмолита близки ему по составу и среди них можно выделить те же структурно-минералогические различия. Установлены также жилы и дайки мелкозернистых порфиридных и пегматоидных микроклин-альбитовых гранитов.

Амблигонит-мусковит-кварцевые грейзены с вкрапленностью топаза, пирита и антимонита слагают жилы мощностью 0,5 м и протяженностью около 10 м в эндо- и экзоконтактах этмолита. Касситерит в них образует микрозернистые скопления и единичные крупные зерна в скелетных срастаниях с кварцем. Слюды имеют состав литиевого мусковита. Для пород этмолита характерны также постмагматические каолинизация и пиритизация, развитие рассеянной вкрапленности антимонита, количество которого возрастает в грейзенизированных разностях и особенно в жильных грейзенах.

Петрохимический и редкоэлементный состав.

По химическому составу породы Лево-Джолокагского массива отвечают гранодиоритам и гранитам известково-щелочной умеренно- и высококальциевой серии, с отклонениями к диоритам в эндоконтактах (табл. 3, рис. 3, А–Б). Преобладают метаглиноземистые и слабо переосыщенные глиноземом разности (см. рис. 3, В). Породы гиперстен-нормативные, редко – диопсид-гиперстен-нормативные, с существенным преобладанием *ab* (среднее 28,4) над *ort* (18,3) и очень низким содержанием корундового минала (в среднем 0,2%) (см. табл. 3). Нормативный состав плагиоклаза *an* 33–45%. По большинству параметров состава породы близки гранитам I-типа [15]. Материнский расплав сформирован при селективном плавлении субстратов, локализованных в приграничных областях тоналит-дацитовых и амфиболитовых горизонтов коры (см. рис. 3, Г). С учетом этого его температура оценивается в 960°–1050°С [26].

3. Средний петро- и геохимический состав гранитоидов Бургалийского узла

Компоненты	Массивы						
	Лево-Джолокагский		Бургалийский			Верхнебургалийский	
	Массив	Дайки	Массив	Лейкограниты	Аплиты	Массив	Дайки
<i>n</i>	29	4	15	4	6	21	23
SiO ₂	67,27	75,36	71,92	70,82	75,07	70,74	69,59
TiO ₂	0,41	0,05	0,37	0,41	0,06	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	15,16	13,47	14,284	14,47	13,85	16,95	17,02
Fe ₂ O ₃	1,27	0,21	0,71	1,10	0,51	0,26	0,23
FeO	3,29	0,87	2,07	1,90	0,84	0,95	1,13
MnO	0,06	0,01	0,05	0,08	0,03	0,05	0,04
MgO	1,18	0,1	0,61	0,70	0,09	0,07	0,03
CaO	3,6	0,94	0,90	1,13	0,30	0,05	0,16
Na ₂ O	3,37	3,47	3,27	3,09	3,78	4,67	4,33
K ₂ O	3,09	5,23	4,56	4,61	4,38	3,43	3,84
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,22	0,24	0,26	1,53	1,10
H ₂ O ⁺	0,62	0,43	0,65	0,86	0,53	0,83	0,90
F	0,07	0,01	0,08	0,08	0,05	1,27	1,08
Li ₂ O	0,0089	0,0028	0,0171	0,022	0,0077	0,388	0,366
Rb ₂ O	0,012	0,0188	0,018	0,0252	0,0294	0,16	0,19
Cs ₂ O	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,04	0,04
ort	18,3	30,9	26,9	27,2	25,9	20,3	22,7
<i>Нормативный состав</i>							
ab	28,4	29,3	27,6	26,1	31,9	39,4	36,6
an	16,7	4,0	2,4	3,4	–	–	–
q	24,9	32,8	32,4	31,8	36,1	37,9	36,39
c	0,2	0,6	3,1	3,2	3,1	12,5	11,0
Dl	71,8	93,6	90,2	88,4	97,0		
<i>Элементы (в г/т); Au (в мг/т)</i>							
<i>n</i>	23	6	19	17	6	45	12
B	12,7	24,6	74	60	77	26,5	171
Sr	505	300	330	213		98	47
Ba	1514	560	897	459		111	140
Sn	3	2	6,2	7,8	26,8	60	46
W	7,6	2,5	4,3	12,5		13,6	18,1
As	32	29	12,5	10,9		48,6	160
Sb	10	17	5,5	3,6		15	24
Au	7,7	4,9	29,6	13,6		7,1	6,5
Ta	0,34	1	0,96	1,2	2,8	27,1	37,8
Nb	48,3	43,5	46,3	46,5		146	253
Zr	220	527	361	357		88,9	136,4
<i>Коэффициенты</i>							
Rb/Sr	0,21	0,56	0,49	1,06		14,7	36,4
K/(K+Na)	0,38	0,5	0,47	0,49	0,42	0,32	0,36
Ca/(K+Na)	0,37	0,16	0,15	0,2	0,04	0,01	0,03
(Na+K)/Al	0,59	0,84	0,72	0,69	0,78	0,66	0,66
Al/(2Ca+K+Na)	0,98	1,02	1,19	1,21	1,21	1,48	1,46
Fe/(Fe+Mg)	0,68	0,86	0,68	0,6	0,88	0,88	0,85
K/Rb	237	257	1442	168	137	19,8	18,6
KP	52	21	158	393		197 488	197 403
ИНК	31	14	27	30		222	281

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского Геологического управления; *n* – число анализов; Dl – индекс дифференциации; KP – коэффициент редкометалльности: $Fx(Li+Rb)/(Ba+Sr)$ [18]; ИНК – индекс концентрации равен сумме кларков гранитофильных элементов [8]; при составлении таблицы использованы данные Ю.С. Орлова (1981), работы [13] и авторов данной публикации.

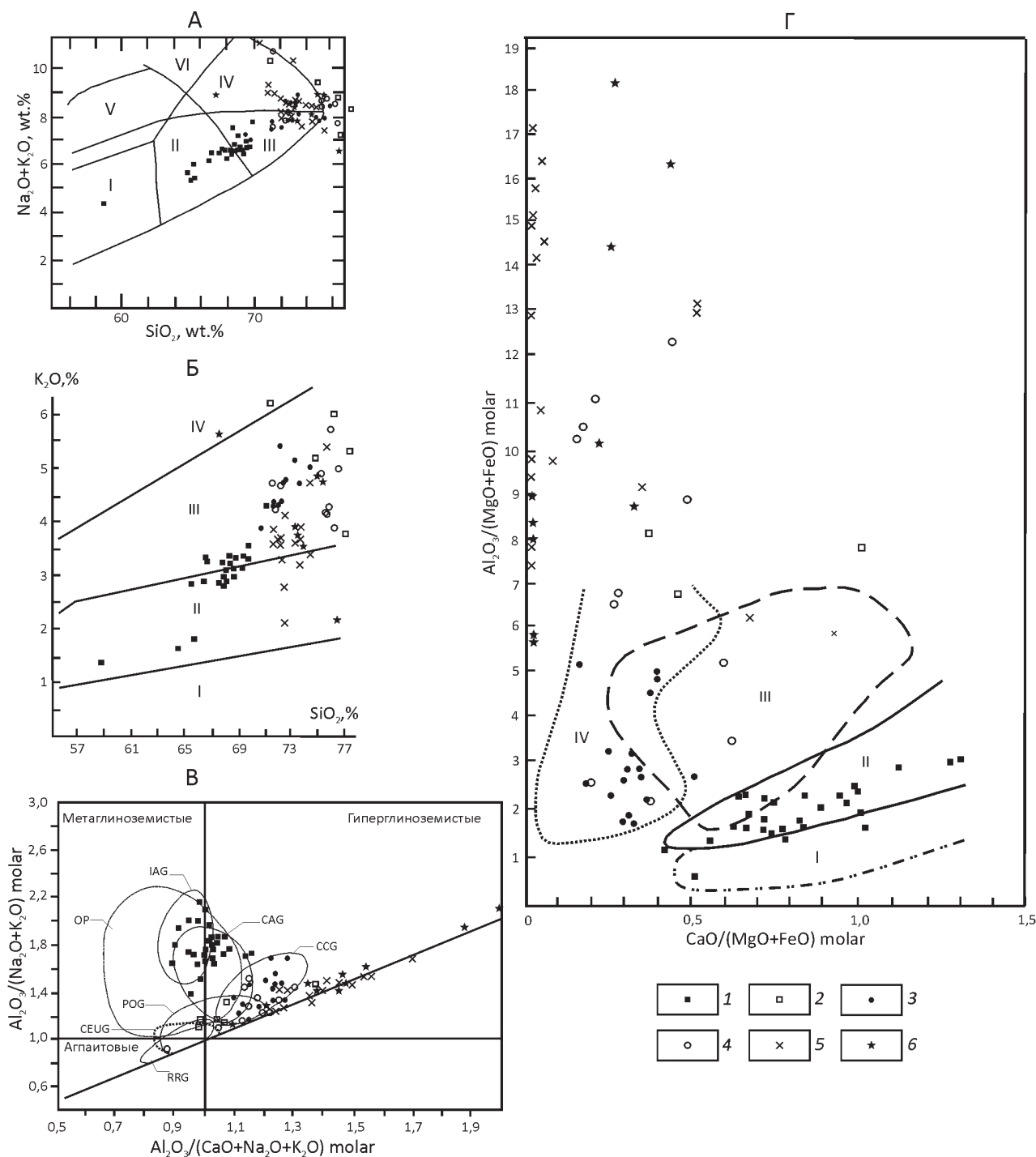


Рис. 3. Петрохимические параметры гранитоидов:

1 – Джолокагский массив, 2 – дайки Джолокагского массива, 3 – Бургалийский массив, 4 – дайки Бургалийского массива, 5 – Верхнебургалийский массив, 6 – дайки Верхнебургалийского массива; А – диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла: поля диаграммы [32]: I – гранодиориты, II – граниты, III – щелочные граниты, IV–V – монзониты; Б – соотношения $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ в гранитоидах: поля диаграммы [31]: I – низкокальциевая толеитовая, II – среднекальциевая известково-щелочная, III – высококальциевая известково-щелочная, IV – шононитовая серии; В – глиноземистость гранитоидов: поля диаграммы [27]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпайрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды; Г – субстраты магмогенерации гранитоидов: поля диаграммы [25]: I – парциальное плавление амфиболитов, II – то же, дацитов-тоналитов, III – то же, метаграувакк, IV – то же, метапелитов

Расчетное [3] давление на уровне магмогенерации – 0,9–1,1 ГПа, температура расплава по наиболее основным образцам – 960°–1050°С. Соотношения Al_2O_3/TiO_2 (29–51)–MgO (2,03–0,8) в породах определяют интервал давлений при кристаллизации в 0,35–0,2 ГПа при температурах 1050°–750°С [11].

Дайки лейкогранитов, интрузирующих массив, субщелочные, высококалиевой, с отклонениями к шошонитовой, серии (см. табл. 3 и рис. 3, А–Б). В их нормативном составе содержания *ab* и *ort* близки (среднее, соответственно, 29,3 и 30,9%), нормативный состав плагиоклаза – *an* 9–12%. Расчетные параметры магмообразования: P 0,8–0,9 ГПа, T_{max} 797°С; параметры кристаллизации: P <2,5 ГПа, T 630°–500°С. Можно предположить, что они синхронны гранитам Бургалийского массива, к которым близки по большинству показателей состава.

Граниты *Бургалийского* массива гиперглиноземистые, известково-щелочной высококалиевой серии (см. табл. 3 и рис. 3, А–Б), гиперстен-нормативные, с близкими значениями нормативных *ort* (среднее – 27,2%) и *ab* (26,1%). Количество нормативного корунда в среднем 3,1%, нормативный состав плагиоклаза *an* 31–10%. Значения индекса Шенда (1–1,3) и соотношения основных петрогенных окислов соответствуют таковым континентальных коллизионных или посторогенных гранитов (см. рис. 3, В), близких гранитам S-типа [15]. Материнский расплав генерировался в метапелитовых горизонтах верхней коры (см. рис. 3, Г) при расчетных [3, 27] параметрах: P 0,7–0,8 ГПа, T 970°–1000°С и кристаллизовался в интервале давлений 0,4–0,2 ГПа и температур – 850°–550°С ($Al_2O_3/TiO_2=22–81$, MgO=1,52–0,65%) [11].

Дайки турмалиновых биотитовых и двуслюдяных гранитов практически идентичны гранитам главной фации массива (см. табл. 3). Дайки аплитов и аплитовидных гранитов отличаются существенно более высокой кремнекислотностью, преобладанием натрия над калием (средние значения: *ort* 25,9%, *ab* 36,1%, *c* 3,1%), низкими расчетными параметрами магмогенерации (T_{max} 617°С, P 0,51–0,57 ГПа) и кристаллизации (T 550°С, P <2,5 ГПа) и, по-видимому, представляют собой производные близповерхностного остаточного очага, кристаллизовавшиеся при давлении воды менее 500 кг/см² (по соотношениям *ab*–*ort*–*q* [30]).

Среди гранитов *Верхнебургалийского* массива преобладают субщелочные высокоглиноземистые и крайне высокоглиноземистые разности: индекс Шенда – 1,25–1,7 (среднее 1,48) (см. рис. 3, В). В их нормативном составе альбит резко преобладает над ортоклазом (*ab* среднее 39,4%, *ort* среднее 20,3%) при практически полном отсутствии нормативного анортита и высоком содержании нормативного корунда (в среднем – 11%) (см. табл. 3). По классификации В.И.Коваленко [6], они относятся к микроклин-альбитовым гранитам, с отклонениями к аляскитам и лейкогранитам. Макси-

мальная расчетная [27] температура расплава – 554°С, максимальное расчетное [3] давление на уровне магмогенерации – 1,1 ГПа. Крайне низкие содержания TiO_2 (в среднем 0,01%) и MgO (0,07%) при высоких – Al_2O_3 (среднее 6,95%) определяют и крайне низкие расчетные температуры кристаллизации – <550°С, что обусловлено высокой флюидонасыщенностью расплава, отраженной и в его минеральном составе (присутствии монтебразита, литиевых слюд, сподумена). Дайки микроклин-альбитовых гранитов по химическому составу идентичны породам этмолита (см. табл. 3). В целом, по большинству петрохимических коэффициентов верхнебургалийские граниты не сопоставимы ни с рассмотренными выше, ни с гранитами стандартных петротипов [15].

По значениям индекса редкометалльности, величине K/Rb, средним содержаниям K, Na, Ba и Sr граниты Бургалийского массива полностью соответствуют геохимическому типу палингенных известково-щелочных гранитоидов, материнские расплавы которых формируются в областях низкого метаморфизма. Лево-джолокагские гранитоиды по высоким содержаниям Ba и Sr, низким значениям K/Rb и индекса редкометалльности дают отклонения от этого геохимического типа к геохимическому типу гранитоидов латитового ряда, что подразумевает возможность мантийно-корового взаимодействия при формировании магмообразующего субстрата [18]. Верхнебургалийские микроклин-альбитовые граниты по всем показателям (аномально высоким концентрациям фтора и редких щелочей, низким содержаниям Ba и Sr, значениям индекса редкометалльности) принадлежат к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов.

Гранитоиды *Лево-Джолокагского* массива обогащены Sb (коэффициент концентрации Kk – отношение среднего содержания элемента к кларку для соответствующей породы) (Kk 50), As (Kk 17,8), W (Kk 4,8). Здесь и далее использованы значения кларков по работе [14]. Содержания Au в среднем в 3, а в отдельных пробах – в 30 раз выше кларка (87 мг/т). Высокая активность воды и хлора, основного экстрагента Au, при кристаллизации (см. табл. 1) благоприятна для формирования золоторудных проявлений. Содержания остальных элементов близки кларку или незначительно его превышают.

Граниты *Бургалийского* массива геохимически специализированы на Sb (Kk 27,5), Au (Kk 10), As (Kk 7,8), В (Kk 5,9). Средние содержания Sn, W и Li вдвое выше кларка, остальных металлов – близки кларку. С двуслюдяными гранитами S-типа региона обычно ассоциирует олово-редкометалльное оруденение, но отсутствие ярко выраженной геохимической специализации на эти элементы, а главное, низкая активность воды и фтора при кристаллизации гранитов Бургалийского массива (см. табл. 1) обусловили лишь появление акцессорной вкрапленности касситерита и вольфрамитов.

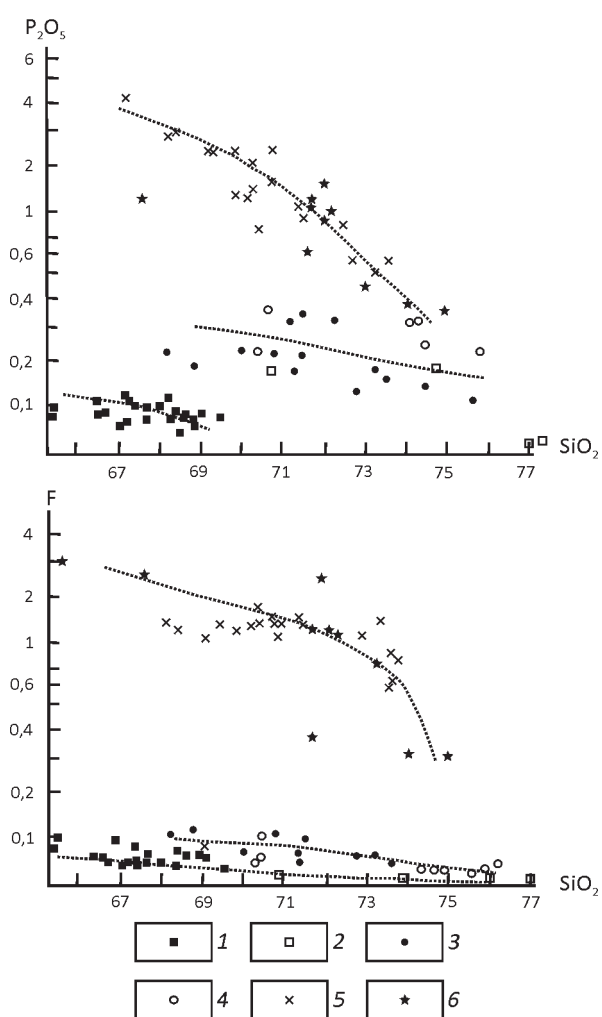


Рис. 4. Соотношения F-SiO₂ и P₂O₅-SiO₂ в гранитоидах Бурга-лийского узла:

см. услов. обозн. к рис. 3

Золото при постмагматических процессах интенсивно выносится из гранитов с падением его концентраций более чем вдвое (в среднем от 29,6 до 12 мг/т), что в благоприятных структурных условиях может привести к генерации золоторудных проявлений. По мнению Ю.С.Орлова, именно с этим процессом связано образование золоторудных проявлений в экзоконтакте массива.

Верхнебургалийский массив характеризуется ультра-высокой рудоносностью (коэффициент редкометалльности по работе [18] составляет 197 488, индекс концентрации по [9] – 222) (см. табл. 3). Слагающие его породы обогащены Sn (Kk 203), Sb (Kk 75), Li (Kk 49), As (Kk 30), F (Kk 16), Rb (Kk 8), Nb и Ta (Kk 7 и 7,5), W (Kk 6) и по этим показателям резко отличаются от других

гранитоидов рудно-магматического узла. Олово вместе с вольфрамом концентрируется в слюдах (Sn до 200 и W 125 г/т в циннвальдитах), но основные их носители – касситерит и вольфрамит. В грейзенах содержания Sn 0,09–0,18%, а в одной точке – 1,9%. Основные концентраты лития – монтебразит, на долю которого приходится >50% лития пород, и литиевые слюды. Максимально обогащены литием краевые пегматиты (до 13% монтебразита) и грейзены (до 9% монтебразита). Характерные элементы-примеси микроклин-альбитовых гранитов – также ниобий и тантал. Главные минералы-носители тантала – касситерит, вольфрамит, танталоколумбит; ниобия – касситерит, топаз (500–750 г/т), турмалин (200 г/т), слюды (100–200 г/т).

Обсуждение результатов. Существуют многочисленные гипотезы происхождения литий-фтористых микроклин-альбитовых гранитов: метасоматиты по гранитам [1, 7]; поздние дифференциаты стандартных гранитов [6, 10], ликвация обогащенных фтором гранитных расплавов [12], производные самостоятельных мантийно-коровых расплавов [9] и др. Разные точки зрения имеются и для пород Верхнебургалийского массива. И.И.Гетманский (1971) рассматривал их как апограниты (метасоматиты), Д.И.Троицкий (1980) – как аляскитовые граниты, Ю.С.Орлов (1983) – как результат кристаллизационной дифференциации исходной гранитной магмы с последующей ликвацией обогащенного летучими остаточного расплава, Ю.Д.Недосекин [13] – как производные вторичных магм, возникших при воздействии глубинных потоков тепла и флюидов на остаточные очаги гранитных расплавов.

Магматические структуры микроклин-альбитовых гранитов Верхнебургалийского массива, характер его залегания, наличие даек аналогичного состава не оставляют сомнений в магматическом их происхождении и принадлежности к формации редкометалльных литий-фтористых гранитов. Среди последних различаются низко- и высокофосфористые разновидности [4, 10, 29]. Первым такое разделение предложил Р.Тейлор [29]. К низкофосфористым он отнес граниты с содержанием P₂O₅ до 0,1%, к высокофосфористым – с содержанием P₂O₅ >0,4%. По этому признаку верхнебургалийские граниты – высокофосфористые (в среднем P₂O₅ 1,53%). Позднее [10] было предложено различать эти подтипы литий-фтористых гранитов не по содержанию P₂O₅, а по поведению его в процессе дифференциации расплава: к низкофосфористым относить граниты, в процессе эволюции которых содержания фосфора снижаются, а к высокофосфористым, напротив, повышаются. С этой точки зрения рассмотренные граниты относятся к низкофосфористым (рис. 4). По мнению Ю.А.Костицына [10], такие граниты образуются в процессе эволюции гранитоидов I-типа, поскольку на дискриминационных графиках нет резких скачкообразных повышений содержаний фтора и фосфора с переходом от гранитов I-типа к литий-фтористым гранитам.

Однако на диаграммах $F-SiO_2$ и $P_2O_5-SiO_2$ для гранитов Верхнебургалийского массива (см. рис. 4) точки их составов образуют самостоятельные тренды, не продолжающие ни тренды лево-джолокагских гранодиоритов, которые, по данным авторов, близки к гранитам I-типа, ни бургалийских гранитов S-типа. В них скачкообразно повышаются содержания всех редких элементов и резко меняются главные петрохимические коэффициенты (см. табл. 3). То есть изученные литий-фтористые граниты не комплементарны другим гранитоидам рудно-магматического узла и не могут являться поздними дифференциатами сформировавшихся последние расплавы. Как уже было показано, согласно расчетам, генерация исходного для верхнебургалийских гранитов расплава проходила в нижнекоровых субстратах, на тех же уровнях, что и для лево-джолокагских. Это вместе с пространственной совмещенностью гранодиоритов и микроклин-альбитовых гранитов позволяет предполагать существенную переработку этих субстратов после становления Лево-Джолокагского массива. Такое обогащение летучими и редкими элементами верхнебургалийских гранитов не могло происходить за счет остаточных очагов материнского расплава, сформировавшего Лево-Джолокагский массив, поскольку поздние его дифференциаты обеднены F, и Li (см. табл. 3). Поэтому приходится предполагать воздействие «внешнего» источника – потока глубинных мантийных флюидов, как это показано для многих регионов мира с развитием литий-фтористых гранитов [2, 4, 9 и др.].

Таким образом, наиболее вероятным является формирование литий-фтористых гранитов Верхнебургалийского массива из самостоятельного расплава, генерировавшегося в нижних горизонтах коры при воздействии на них потока обогащенных F, P, Li и редкими элементами глубинных флюидов. Поскольку из магматических образований изученных авторами районов северо-востока Якутии именно производные субщелочных и щелочных базальтоидных расплавы обладают повышенными содержаниями фтора и фосфора [16, 20], эти флюиды предположительно можно связать с подъемом диапира такого состава.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2016-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альбитизированные* и грейзенезированные граниты (апограниты) // А.А.Беус, А.А.Северов, А.А.Ситнин, К.Д.Субботин. – М.: Наука, 1962.
2. *Антипин В.С., Холлс К., Митчиков М.А.* Эльваны Корнуола (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 9. С. 847–857.
3. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
4. *Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С.* Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
5. *Гусев А.И.* Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2009. № 4. С. 54–57.
6. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* О генезисе редкометалльных литий-фтористых и апаитовых гранитов и соотношение магматических и метасоматических процессов при их формировании // Редкометалльные граниты Монголии. – М.: Наука, 1971. С. 215–226.
7. *Коваль П.В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1975.
8. *Козлов В.Д.* Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов и прогнозирование редкометалльного оруденения / Проблемы рудоносности гранитоидов. – Иркутск: СибГеохи, 1987. С. 3–28.
9. *Козлов В.Д.* Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и Геофизика, 2011. Т. 52. № 5. С. 676–689.
10. *Костицин Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах. Ч. 1 // Природа. 2000. № 1. С. 21–30.
11. *Куликова В.В., Куликов В.С.* Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск. 2001.
12. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. – М.: Недра, 1978.
13. *Недосекин Ю.Д.* Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1988.
14. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
15. *Особенности* изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В.М.Ненахов, В.В.Иванников, Л.В.Кузнецов, Ю.Н.Стрик. – М.: Роскомнедра, 1992.
16. *Петрогенетические* особенности магматических пород Депутатского рудного поля / В.А.Трунилина, А.И.Зайцев, Ю.С.Орлов, А.И.Иванов // Отечественная геология. 2003. № 5. С. 34–41.
17. *Типоморфные* особенности аксессуарных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов / М.Г.Руб, Н.А.Ашихмина, Н.И.Гладков и др. // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. – М.: Наука, 1977. С. 197–235.
18. *Таясон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977.
19. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогенетическая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
20. *Трунилина В.А., С.П. Роев.* К петрологии магматических образований Дербек-Нельгехинской рудно-магматической зоны // Отечественная геология, 2014. № 5. С. 80–88.
21. *Aque J.A., Brimhfl G. H.* Granites of the batholiths of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination // Geology. 1987. Vol. 15. Pp. 63–66.
22. *Barbarin B.* Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // Geol. Journ. 1990. Vol. 25. Pp. 227–238.
23. *Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusions of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. Pp. 355–358.

24. *Clemens J.D.* Origin on A-type granite: experimental constraints // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71. Pp. 317–324.
25. *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. vVol. 157. Pp. 577–587.
26. *Jung S., Pfander J.A.* Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry / *European Journal of Mineralogy.* 2007. № 1. Pp. 5–40.
27. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids / *Geological Society of America Bulletin,* 1989. Vol. 101. Pp. 635–643.
28. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology // *Contrib. to Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73. Pp. 207–220.
29. *Taylor R.P.* Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zirconite-topaz granite, southern New Brunswick and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks // *Canadian Miner.* 1992. Vol. 30. Pp. 895–921.
30. *Tuttle J.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O // *Geol. Soc. Amer. Miner.* 1958. Vol. 74.
31. *Whiteford D.G., Nicholls I.A., and Taylor S. R.* Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // *Contrib. Mineral. And Petrol.* 1979. Vol. 70. Pp. 341–356.
32. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
33. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral.* 1985. № 9. Pp. 1228–1272.