

Петрология и рудоносность магматических образований Укачилканского рудного поля (северо-восток Якутии)

В.А. Трунилина, С.П. Роев

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru, s.p.roev@diamond.ysn.ru*

Аннотация. В статье рассмотрены геологическое строение, петрология, условия кристаллизации и геохимические особенности гранитоидов и даек Укачилканского рудного поля с комплексным касситерит-силикатно-сульфидным оруденением. Рудное поле локализовано на границе Полоусного синклинория и погребенных структур Приморской низменности. Главные рудные тела приурочены к участкам интенсивного развития даек и значительно оторваны во времени от становления гранитоидов Укачилканского массива. Установлена геохимическая специализация всех магматических пород на Bi, Sb, As, Ag, что соответствует обогащению этими элементами кристаллических пород фундамента, тогда как вмещающие терригенные толщи этими элементами и оловом обеднены. Содержание Sn в гранитоидах массива близко кларку и перераспределения его в процессе дифференциации расплава и автометасоматоза не отмечено. Кристаллизация гранитоидов проходила в условиях низкой активности фтора и повышенной активности кислорода, неблагоприятных для генерации оловянного оруденения. Максимальными концентрациями олова и сопутствующих элементов характеризуются породы даек, кристаллизовавшиеся из водонасыщенных расплавов при высокой активности воды, хлора и серы, то есть способные служить источниками рудоносных растворов. Максимально обогащены рудными и летучими элементами дайки трахиандезитов и трахидолеритов, материнские расплавы которых сформированы в метасоматизированной мантии. Предполагается, что одним из основных источников олова и сопутствующих элементов являлись расплавы, сформировавшие комплексы даек, прежде всего основного состава. Показано, что главные признаки потенциальной оловоносности – наличие минералов-концентраторов олова и сопутствующих элементов и флюидный режим кристаллизации. Геохимическая специализация даек на Au и высокая активность хлора при их кристаллизации обусловили формирование сопутствующей золотой минерализации.

Ключевые слова: гранитоиды, дайки, субстраты магмогенерации, флюидный режим, критерии рудоносности, источники рудных элементов

Благодарности. Статья подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы».

Petrology and ore content of magmatic formations of the Ukachilan ore field (northeast Yakutia)

V.A. Trunilina, S.P. Roev

*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru, s.p.roev@diamond.ysn.ru*

Abstract. The article concentrates on geology, petrology, crystallization conditions and geochemical features of granitoids and dykes of the Ukachilkani ore field with a complex cassiterite-silicate-sulfide minerali-

zation. The ore field is localized on the border of Polousnyi synclinorium and buried structures of Primoskyi lowlands. The main ore bodies are confined to areas of intensive development of dikes and significantly divorced in time from the formation of granitoids of Ukachilkan massif. Geochemical specialization of all magmatic rocks on Bi, Sb, As, Ag is identified, that corresponds to the fact that crystalline basement rocks are enriched with these elements, while terrigenous strata are depleted in these elements and tin. The Sn content in granitoids of the massif is close to Clarke and its redistribution during differentiation of the melt and autometasomatism is not registered. Crystallization of granitoids took place in conditions of low activity of fluoride and high activity of oxygen, unfavorable for the generation of tin mineralization. Maximum concentrations of tin and associated elements characterize the rocks of the dikes crystallized from water-saturated melts at high activity of water, chlorine and sulfur, i.e. they could be sources of ore-bearing solutions. Dikes trachyandesite and trachydolerite are maximally enriched with ore and volatile elements; parental melt of these dikes were formed in metasomatized mantle. It is suggested that, melts that formed complexes of dikes, primarily of basic composition, were one of the main sources of tin and associated elements. It is shown that the main features of potential tin content – presence of minerals-concentrators of tin and associated elements and fluid regime of crystallization. Geochemical specialization of dikes on Au and high activity of chlorine with their crystallization resulted in formation of the related gold mineralization.

Fig. 3, table 5, references – 33 items.

Key words: granitoids, dykes, substrates of magmagenation, fluid regime, criteria of ore content.

Acknowledgments: this work was carried out according to the R&D plan of IGABM SB RAS, project No. 0381-2016-0004 and «Strategically important types of mineral raw material resources and feature of a geological structure of investment-attractive territories of the Republic of Sakha (Yakutia): metallogeny, tectonics, magmatism, geoecology, improvement of search and prognostic technologies» program of the complex scientific research in the Republic of Sakha (Yakutia) aimed at the development of productive forces and the social sphere for 2016–2020.

Введение

Укачилканское рудное поле расположено на границе Полоусного синклиория и погребенных структур Приморской низменности в северо-западной части хр. Полоусного [16]. Здесь средне- и позднеюрские песчано-алевритовые толщи смяты в крутые линейные складки и интродуцированы гранитоидным массивом, небольшим штоком кварцевых диоритов и дайками разнообразного состава (рис. 1). Среди последних установлены догранитоидные диоритовые и андезитовые порфиры и спессартиты, постгранитоидные дацит- и риодацит-порфиры, трахиандезиты и трахидолериты [5, 15]. Изотопный K-Ar возраст догранитоидного диоритового порфирита – 155±1 млн. лет; гранитов массива – 133 млн. лет; даек риодацит-порфиров – 106 млн. лет; кварц-турмалиновых жил – 106 млн. лет; оруденения сульфидной стадии, наложенной и на наиболее поздние дайки – 64 млн. лет [11].

Укачилканское проявление олова открыто в 1947 г. геолого-рекогносцировочной партией Б.В. Пепеляева и на то время оценено как неперспективное. Проведенные позднее поисково-разведочные работы позволили перевести его в разряд крупных оловорудных месторождений (В.М. Царьков, Ю.Е. Шпак, 1968 г.). Месторождение локализовано в 2,5 км к западу от выхода гранитоидов среди контактово-метаморфизованных терригенных пород и приурочено к участку интенсивного развития даек,

большой частью преобразованных в метасоматиты, к которым тяготеют основные рудные тела, представленные крутопадающими жилами и минерализованными зонами дробления. Протяженность рудных тел до 1500 м и более, мощность до 15–20 м. По данным Я.В. Яковлева [17], они сложены минеральными ассоциациями трех стадий: касситерит-арсенопирит-кварцевой, сульфидной и сульфидно-карбонатной и отнесены им к арсенопирит-пирротинному типу касситерит-сульфидной рудной формации. Главные рудные минералы: касситерит, галенит, сфалерит, самородные висмут и серебро, станин, вольфрамит, шеелит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды. Олову в рудном процессе сопутствуют W, Bi, Ag, Sb. Золото в количестве до 0,5 г/т обнаружено в рудах всех стадий минерализации, преимущественно в арсенопирит-содержащих рудах первой стадии.

Укачилканский массив

Петрография и минералогия. Выход Укачилканского массива площадью около 12 кв. км локализован в восточной части рудномагматического узла в зоне пересечения субширотного и север-северо-западного разломов (см. рис. 1) и сложен среднезернистыми амфибол-биотитовым гранодиоритам с фациальными переходами к мелкозернистым порфировидными биотитовыми гранитам. Мелкозернистые разновидности преобладают как в эндоконтактах, так и в самых эродированных горизонтах выхода.

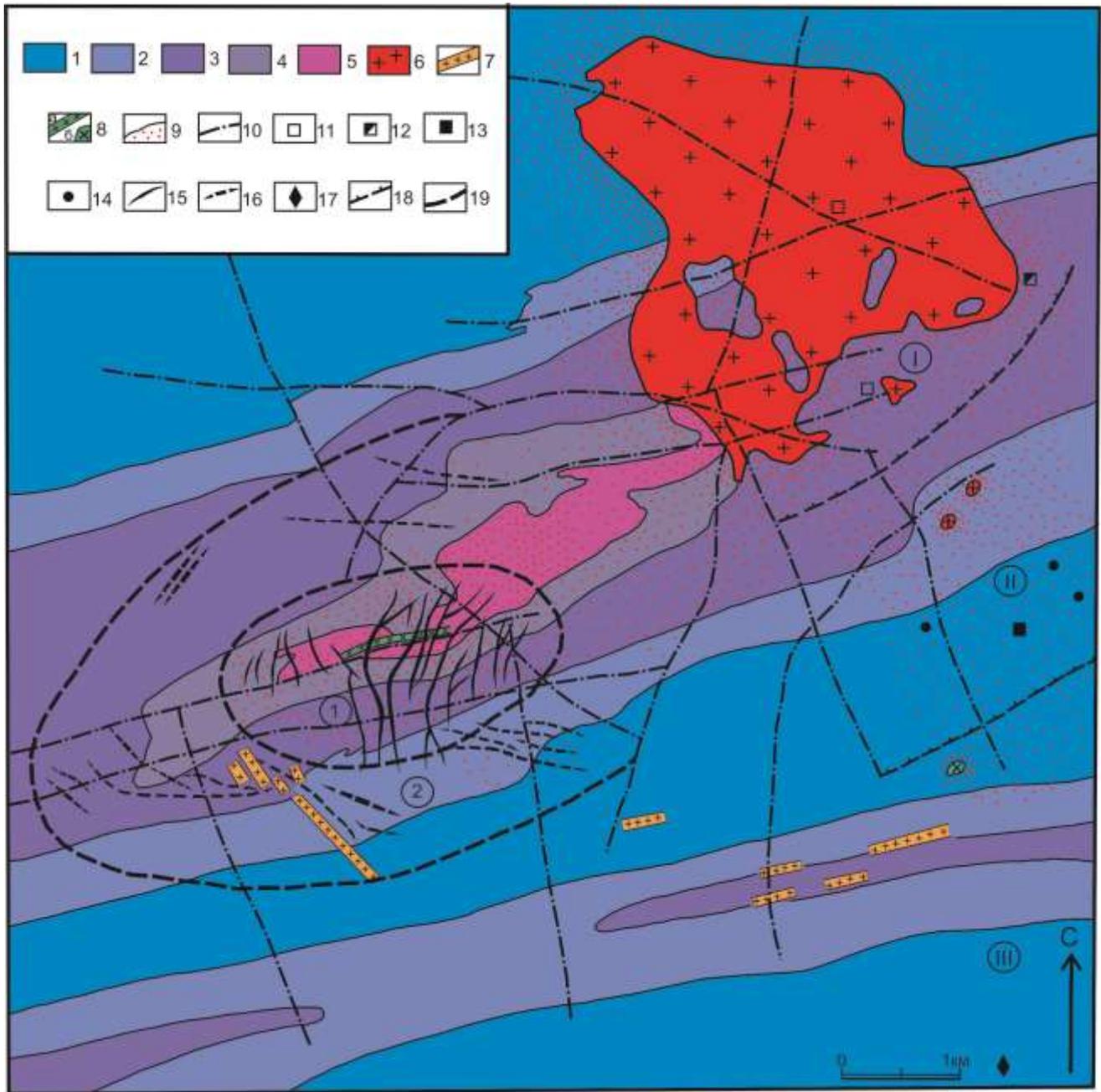


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Учакилканского рудного узла по материалам А.А. Замаева, Л.А. Булатова, Н.И. Кикаса, В.М. Царькова (Яковлев, 1975):

1—3 — верхняя юра (1 — киммерийский и волжский ярусы, песчаники и подчиненные им алевролиты; 2 — оксфордский ярус, песчаники и алевролиты; 3 — келловейский ярус, песчаники и алевролиты); 4 — средняя юра, песчаники и алевролиты; 5 — верхний триас, карнийский ярус, песчаники и алевролиты; 6 — биотитовые гранодиориты; 7 — гранодиорит-и порфиры; 8,а — дайки диоритовых и андезитовых порфиритов; 8,б — шток кварцевых диоритов; 9 — контактовый ореол; 10 — тектонические нарушения; 11 — 17 — рудная минерализация (11 — молибденит-кварцевые жилы; 12 — вольфрамит-шеелит-кварцевые жилы с сульфидами; 13 — кварцевые жилы с сульфидами, теллуризмутитом, шеелитом и золотом; 14 — кварц-сульфидные жилы с касситеритом; 15 — сложные касситерит-сульфидные жилы; 16 — сложные жилы с преимущественным развитием касситерит-сульфидно-карбонатных руд; 17 — антимонит-кварцевые жилы); 18 — границы зон многоэтапной зональности: I — зона распространения молибденит-кварцевых и вольфрамит-шеелит-кварцевых жил; II — зона развития кварц-сульфидных жил; III — зона развития антимонит-кварцевых жил; 19 — границы зон стадийной зональности Учакилканского оловорудного месторождения относительно контактового ореола, нескрытого ореола купола массива: 1 — зона преимущественного развития касситерит-сульфидных руд; 2 — зона преимущественного распространения касситерит-сульфидно-кварцевых руд.

Первым из расплава кристаллизуется лабрадор (60–52 % an), с редкими прихотливо оплавленными реститовыми ядрами битовнита (до 80 % an), а в одном случае – практически чистого анортита (an 98,7 ab 1,1 ort 0,2). Центральные зоны слабо оплавлены и обрастают серией тонких зон состава андезина – олигоклаза с формированием многослойной, прямой и повторной зональности. При этом, центральные зоны имеют сравнительно высокую структурную упорядоченность «су» (0,6–0,8), а к периферии она резко снижается (до 0–0,2), что трактуется как повышение температуры на позднем этапе кристаллизации. Низкая упорядоченность характерна и для олигоклаза основной массы мелкозернистых разностей (24–27 % an, су 0,4–0).

Магнезиальная роговая обманка (железистость $f = 48–50$ %) наблюдается призматических зернах и их шпировых скоплений и кристаллизуется в восстановительных условиях буфера Ni–NiO при умеренной фугитивности кислорода и содержании воды в расплаве 4,5–4,8 % (табл. 1). Интенсивно актинолитизирована, с чем связаны низкие значения расчетных температур.

Биотит ($f = 53.1–59.5$) корродирует амфибол и образует ксеноморфные чешуйки в интерстициях плагиоклаза. Кристаллизуется при температуре 741–715°C, в восстановительных условиях, близких буферу Ni–NiO, при умеренной фугитивности кислорода, низкой активности фтора, повышенных значениях активности воды и хлора (табл. 2) и по этим параметрам отличается от биотитов золотоносных магматических систем только меньшей фугитивностью кислорода [23]. По параметрам состава отвечает биотитам мантийно-коровых гранитоидов I- и IS-типа (рис. 2).

Калиевый полевой шпат образует мелкие ксеноморфные зерна в сростании с кварцем и биотитом в позднемагматический этап и редкие порфиробласты. В обоих случаях представлен санидином или высоким ортоклазом с $2V_{\text{Нр}} = 30–49^\circ$. В мелкозернистых гранитах глубоких горизонтов преобладает санидин, что говорит о повышении температуры в этом направлении.

Обилие мелкозернистых структур в глубоко эродированных горизонтах массива и резкое снижение упорядоченности полевых шпатов на поздних этапах кристаллизации находит объяснение в генерации и эволюции материнских расплавов под влиянием разогрева и преобразования коровых субстратов при подъеме крупных мантийных масс.

Спорадически в амфиболе встречаются реликты субкальциевого магнезиоавгита ($f = 26–29$ %), с расчетными (по [33]) параметрами кри-

сталлизации: $T = 1175–1180$ °C, $P = 1,41–1,54$ ГПа (табл. 3). С учетом столь высоких, нереальных для гипабиссальных гранитоидов, значений этих параметров и резких их отличий от параметров образования амфиболов и биотитов, мы относим его к реститовым минералам магмоформирующего субстрата.

В акцессорной фракции определены магнетит, ильменит, гранат, циркон, гидроксил-апатит, монацит; сфен, стистаит, пирротин, арсенопирит, пирит, молибденит, единичные зерна муассонита и железистого кордиерита. Гранат имеет состав пироп-альмандина с содержанием пиропового минала до 21,6%, что соответствует нижнекоровому происхождению материнского расплава [4]. Циркон зональный, с отношениями ZrO_2/HfO_2 до 71–75, характерными для цирконов производных габбро-гранитных серий или основных пород [7]. Сульфиды концентрируют Sn (до 0,08%), W (до 0,11%), Ag (до 2,5%), Bi (до 1,3%), Sb (до 0,8%), Zn (до 0,16%).

Единичные дайки мелкозернистых лейкогранитов и аплитов сложены кварцем, санидином низко упорядоченным олигоклаз-андезином (31→23→20% an) и хлоритизированным биотитом в сростании с ортитом. Количество биотита не превышает первых процентов.

Петро- и геохимические особенности. Гранитоиды массива принадлежат к известково-щелочной серии, слабо пересыщены глиноземом (табл. 4, рис. 3) и по основным параметрам химического состава и соотношениям Sr – Rb/Sr (170 – 0,6) определяются как гранитоиды IS-типа активных окраин континента [10, 2]. Расчетные параметры магмогенерации: $P = 1–1,2$ ГПа, $T = 1050–1100$ °C. Соотношения $Al/(Mg+Fe) – Ca/(Mg+Fe) – 1,4–2,2 – 0,52–0,9$ отвечают генерации расплава в дацит-тоналитовых субстратах нижней коры [24], что определяет температуру начала кристаллизации по [26] 920–930°C. Присутствие в породах аномально высокотемпературного клинопироксена, анортита, граната с высоким содержанием пиропового минала говорит о наличии в субстрате магмогенерации пород основного состава.

Гранитоиды геохимически специализированы на Bi (кларк концентрации Kk по [12] = 100), Sb (Kk = 35), As (Kk = 10), W (Kk = 4.4). Вдвое превышают кларк содержания Ag и летучих (F, V, Li), тогда как среднее содержание Sn ниже кларка (2 г/т) и заметного привноса его при автотометасоматозе также не отмечено (2,4 г/т) (табл. 5). То есть, признаков геохимической специализации на олово породы не несут. В то же время, высокая активность хлора близка таковой золотоносных систем [16]. Поскольку хлор является одним из основных экстрагентов

Представительные анализы и параметры кристаллизации амфиболов

№пробы	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Total	f, %	P, ГПа	T°C	log f O ₂	H ₂ O, % в расплаве	mineral
Т-613/2	гранодиорит	48,41	0,98	4,45	0,01	2,57	16,36	0,60	11,52	10,58	1,25	0,50	0,20	0,33	1,78	99,54	47,8	0,46	724	-14,5	4,5	Mg-роговая обманка
		49,06	0,75	4,46	0,05	3,62	16,13	0,77	11,17	10,03	1,20	0,44	0,22	0,26	1,81	99,97	49,6	0,42	710	-14,9	4,6	Mg-роговая обманка
		51,99	0,48	3,17	0,04	1,60	16,83	0,76	11,87	10,96	0,75	0,28	0,12	0,15	1,94	100,94	46,7	0,26	668	-15,9	5	актинолит
Т-615/1	гранодиорит	48,41	1,09	5,13	0,05	3,10	15,75	0,75	11,18	10,33	1,04	0,56	0,25	0,03	1,91	99,58	48,5	0,41	727	-14,7	4,8	Mg-роговая обманка
		41,49	3,10	11,43	не обн.	3,88	14,01	0,45	9,65	11,13	1,93	0,92	0,16	0,16	1,86	100,17	50,4	0,74	924	-12	6,5	магнезиоактинсит
Т-623	порфидит	48,13	0,62	4,87	не обн.	3,60	15,91	0,46	11,99	9,71	1,43	0,44	не опр.	не опр.	1,98	99,14	47,2	0,5	803	-12,8	4,5	Mg-роговая обманка
		48,69	0,78	5,17	0,01	2,57	15,68	0,75	13,05	10,33	1,41	0,53	не опр.	не опр.	2,02	100,99	43,5	0,5	815	-12,3	4	Mg-роговая обманка
Т-618/1	рнодиолит	48,76	0,76	5,81	0,01	4,08	15,47	0,56	12,51	10,41	1,42	0,55	не опр.	не опр.	2,04	102,38	46,2	0,5	822	-12,4	4,6	Mg-роговая обманка
		45,88	1,30	7,34	не обн.	4,36	13,57	0,59	11,24	11,11	1,59	0,75	0,15	0,01	1,95	99,84	46,6	0,6	800	-13,2	5	Mg-роговая обманка
Т-585/1	гранодиорит	48,75	0,75	5,04	0,03	3,99	15,39	0,62	11,94	9,73	1,16	0,43	не опр.	не опр.	1,99	99,82	47,2	0,41	752	-13,6	4,7	Mg-роговая обманка
		47,50	0,57	6,98	0,11	5,77	11,77	0,64	11,96	11,75	1,00	0,39	0,36	0,02	1,91	100,73	44,3	0,35	779	-13,3	6,4	Mg-роговая обманка

Примечания: расчеты по программам: ToС, log f O₂ и H₂O, % в расплаве в кальциевых амфиболах - по [28]; P, ГПа - по [18]. Анализы выполнены С.П. Роевым на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в ИГ АБМ СО РАН.

Представительные анализы и параметры кристаллизации биотитов

№пробы	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Total	fl%	al ^{VI} , %	T°C	P, ГПа	H ₂ O, % в расплаве	log f O ₂	минерал			
Т-613/1	гранодиорит	35,65	4,32	13,51	0,07	1,93	19,24	0,40	10,39	0,01	0,08	9,72	0,41	0,06	3,42	99,21	53,1	18,8	732	0,14	3	-15,0	2,43	-2,13	2,42	Fe-биотит
		34,58	4,49	12,95	0,02	2,12	18,99	0,55	10,02	0,02	0,10	9,70	0,41	0,52	4,12	98,39	53,9	18,6	741	0,13	3	-15,1	2,43	-1,28	2,33	Fe-биотит
О-133/4	гранодиорит	36,01	4,28	12,97	не обн.	2,25	19,57	0,37	9,76	не обн.	0,14	9,67	0,50	0,53	3,27	99,32	55,4	18,2	729	0,11	3,5	-15,2	2,64	-0,98	2,59	Fe-биотит
		34,90	3,96	14,39	0,05	2,20	20,60	0,30	8,65	не обн.	0,12	9,49	0,55	0,26	3,57	99,04	59,4	20,3	715	0,14	4,5	-15,6	2,31	-1,65	2,04	Fe-биотит
Т-623	порфидит	33,88	4,10	14,09	не обн.	2,28	20,20	0,29	8,49	0,01	0,13	9,44	0,58	0,18	4,34	98,01	59,5	20,3	723	0,15	4,5	-15,6	2,28	-1,91	1,96	Fe-биотит
		36,24	4,23	14,14	0,03	1,89	19,12	0,26	9,99	не обн.	0,07	9,31	0,74	0,06	3,16	99,24	53,9	19,6	728	0,12	4	-15,0	2,36	-2,14	2,61	Fe-биотит
Т-618/1	рнодиолит	34,59	4,45	12,43	0,01	2,00	18,79	0,29	11,02	не обн.	0,07	10,38	0,77	0,42	3,52	98,74	51,2	17,7	743	0,14	4	-14,6	2,6	-1,09	3,01	Mg-биотит
		36,12	4,52	13,67	0,02	1,75	19,51	0,31	10,12	0,04	0,09	9,83	0,73	0,54	2,72	99,97	53,9	19	736	0,11	4	-15,1	2,41	-1,08	2,73	Fe-биотит
О-137	гранодиорит	34,50	4,47	13,48	0,01	2,03	19,67	0,25	9,51	0,02	0,08	9,72	0,81	0,23	3,70	98,48	55,9	19,2	737	0,14	4	-15,3	2,67	-1,39	2,67	Fe-биотит
		36,28	3,92	13,18	0,00	2,40	19,01	0,22	10,68	0,04	0,06	9,38	0,71	0,07	3,17	99,12	52,7	18,2	718	0,12	5,5	-14,7	2,93	-1,69	2,9	Fe-биотит
Т619/1	гранодиорит	34,14	2,09	13,48	0,02	3,52	20,11	0,29	9,69	0,04	0,10	9,60	0,90	0,10	4,65	98,73	57,4	19	621	0,15	10	-16,3	3,4	-1,45	2,65	Fe-биотит

Примечание, расчеты параметров состава по программам: ToС - по [13]; ToС - по [25]; ГПа - по [30]; H₂O в расплаве - по [21]; log f H₂O, log f HF, log f HCl - по [32]. Анализы выполнены С.П. Роевым на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в ИГ АБМ СО РАН.

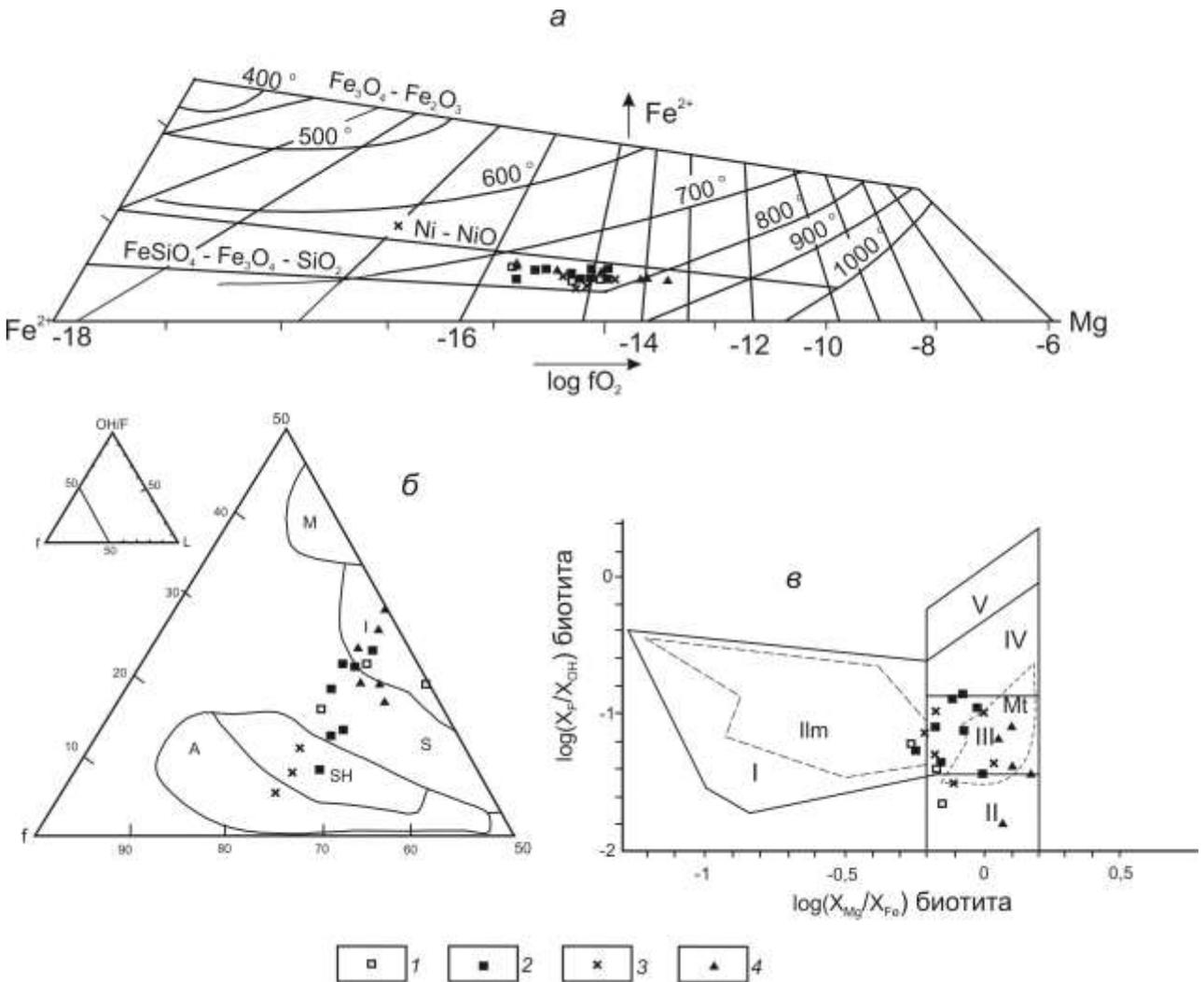


Рис. 2. Составы биотитов магматических пород Укачилканского рудного поля. Биотиты: 1 – гранитоидов массива, 2 – диоритовых порфиров, 3 – гранодиорит- и риодацит-порфиров, 4 – трахиандезитов; а) Окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов. Линии буферных равновесий, температуры и $f O_2$ – [9]. б) Соотношения F/OH и Mg/Fe в биотитах. I-V – поля составов биотитов гранитоидов – производных расплавов [20]: I – образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков; II – первичных океанических; III – корово-мантийных; IV – мантийно-коровых; V – коровых анатектических. в) Соотношение фтористости, глиноземистости и железистости биотитов. Поля диаграммы – биотиты стандартных типов гранитоидов [1]: I – мантийно-коровых, M – мантийных, S – коровых коллизионных обстановок, SH – постколлизионных шоссонитовых, A – анорогенных обстановок.

золота и одним из первых отделяется от расплава [3], в связи со становлением массива в его экзоконтактовых ореолах могли формироваться золоторудные проявления.

Дайки Укачилканского рудного поля

Петрография и минералогия. Дайки диоритовых и андезитовых порфиров образуют свиту субширотного простирания. Протяженность даек до нескольких сотен метров, мощность до 10 м. Породы такситовые и массивные, с редкими выделениями полевых шпатов и амфибола на фоне микропризматической, интенсивно пропилитизированной основной массы.

Плагиоклаз выделений – лабрадор (58–60 % an) в кайме олигоклаз-андезина, плагиоклаз основной массы – андезин-олигоклаз и олигоклаз (28→15 % an).

Амфибол – магнезиальная роговая обманка и магнезиогастингсит ($f = 47,2-50,4\%$) – наблюдается в моноскоплениях и сростаниях с плагиоклазом, Содержит единичные реликты пижонита. Кристаллизуется при температуре 924–803°C и давлении 0,74–0,5 ГПа, в восстановительных условиях буфера Ni-NiO при относительно высокой летучести кислорода ($-\log f O_2 = 12-12,8$). Расчетное содержание воды при кристаллизации от 4,5% до 6,5%, то есть достигает порога насыщения (см. табл. 1).

Состав пироксенов магматических пород Укачилканского рудного поля

Хитройбы	массив	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	f, %	P, ГПа	T°C	минерал
O-131/1	массив	гранодиорит	53,29	0,32	2,83	не обн.	0,39	12,58	0,19	17,27	12,01	0,84	0,39	99,72	29	1,54	1180	субкальциевый магнезиоавгит	
			55,81	0,01	1,50	не обн.	0,17	11,31	0,16	18,24	12,38	0,65	0,17	100,23	25,8	1,41	1175	субкальциевый магнезиоавгит	
T-618/1	дайка	риодацит	53,15	0,29	1,36	0,03	3,70	16,71	0,43	25,05	1,24	0,03	не обн.	101,99	31,0	1,57	1158	Mg-энстапит	

Примечание: P, Гпа, ТоС - по программе [33]. Анализы выполнены С.П. Роевым на рентгеновском микроанализаторе Samebaх-місто в ИГАБМ СО РАН.

Представительный химический состав магматических пород Укачилканского рудного узла

Number	массив	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O*	F	Li ₂ O	Rb ₂ O	SO ₃	Сухола	f, %	T°C	T ₁ °C	K/Rb	P, ГПа
T-612-1	массив	гранодиорит	65,29	0,63	16,52	0,8	3,71	0,07	1,65	3,15	3,77	3,37	0,16	0,04	0,009	0,012	0,14	0,009	0,012	0,04	100,37	57,2	1100	924	293	1,1
T-613-1	"	"	65,18	0,59	16,73	0,01	3,97	0,07	1,38	2,86	3,76	3,05	0,19	0,27	1,48	0,12	0,12	0,011	0,015	не опр.	99,686	61,8	1050	919	212	1,2
O-132/4	"	"	65,40	0,57	16,3	0,63	3,17	0,06	1,36	2,89	3,54	3,55	0,17	не обн.	1,8	0,12	0,11	0,011	0,019	0,05	99,64	58,6	1050	918	195	1,1
O-132/2	"	"	66,20	0,56	15,65	0,15	3,74	0,05	1,49	2,89	3,51	3,68	0,17	"	1,23	0,11	0,11	0,011	0,021	0,05	99,512	66,3	1000	920	183	1
T-615-1	"	"	67,04	0,61	15,69	0,08	3,42	0,08	1,62	3,16	3,59	3,36	0,16	"	1,02	0,1	0,007	0,013	не опр.	99,95	55,1	1100	926	270	1	
O-131/2	"	"	67,00	0,55	15,4	0,50	3,20	0,05	1,49	2,89	3,30	3,43	0,17	"	1,04	0,08	0,009	0,019	0,05	99,178	56,6	1000	920	186	0,9	
T-614-3	"	гранит	69,21	0,39	15,85	0,27	2,54	0,06	0,98	3,00	3,53	3,53	0,11	"	0,63	0,09	0,004	0,011	0,02	100,23	60,7	850	886	335	0,9	
5121-4	дайка	диоритовый порфирит	58,50	0,63	16,55	1,21	7,62	0,23	3,88	3,44	1,76	2,34	0,28	0,40	2,72	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	99,66	54,3	1200	1029		1,3
T-623	"	диоритовый порфирит	60,93	0,6	15,74	0,89	4,45	0,23	2,30	4,44	3,85	2,35	0,19	0,55	2,44	0,14	0,004	0,014	0,03	99,148	54,4	1150	924	175	1,2	
5231-1	"	лазрофир	51,20	0,74	14,05	1,36	7,19	0,21	10,38	8,81	1,23	2,13	0,19	не обн.	1,3	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	98,89	29,8	1350	1058		1,5
O-132/6	"	гранодиорит-порфир	63,10	0,69	16,75	0,09	4,35	0,07	1,95	3,85	3,46	3,11	0,22	0,50	1,97	0,11	0,005	0,016	не опр.	100,24	56,4	1100	930	203	1,2	
O-132/7a	"	гранодиорит-порфир	63,80	0,69	17	0,85	3,56	0,08	2,02	3,43	3,44	3,27	0,21	0,20	2,17	0,12	0,005	0,017	"	100,86	52,4	1100	929	201	1,1	
O-131-1	"	риодацит	67,20	0,54	15,5	не обн.	3,74	0,07	1,79	2,91	3,33	3,61	0,17	0,01	0,8	0,23	0,011	0,013	0,04	99,964	54,2	1250	918	290	0,9	
5140-4	"	гранит-порфир	69,60	0,06	13,7	0,34	1,22	0,02	0,44	2,06	1,60	4,60	0,07	0,40	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	94,21	63,3	800	577		0,6
616/2	"	риодацит	71,10	0,4	14,3	1,09	3,86	0,32	0,65	0,04	1,28	5,85	0,06	не обн.	1,1	0,13	0,009	0,018	не опр.	100,21	79,4	1000	950	300	0,7	
T-616-1	"	гранодиорит	59,20	1,06	19,37	3,80	3,27	0,09	2,23	1,87	5,21	2,85	0,13	"	1,17	0,1	0,007	0,013	"	100,37	56	1150	1061	202	1,7	
5345-1	"	гранодиорит	58,50	0,70	17,00	1,13	5,96	0,14	2,88	3,50	4,59	2,87	0,3	"	1,32	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	98,99	55,9	1300	1036		1,4	

Примечание. Силикатные анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. Расчеты по программам: ТоС - температура материнского расплава и P, ГПа - давление на уровне магмогенерации - по [6]; Т1оС - температура начала кристаллизации - по [26].

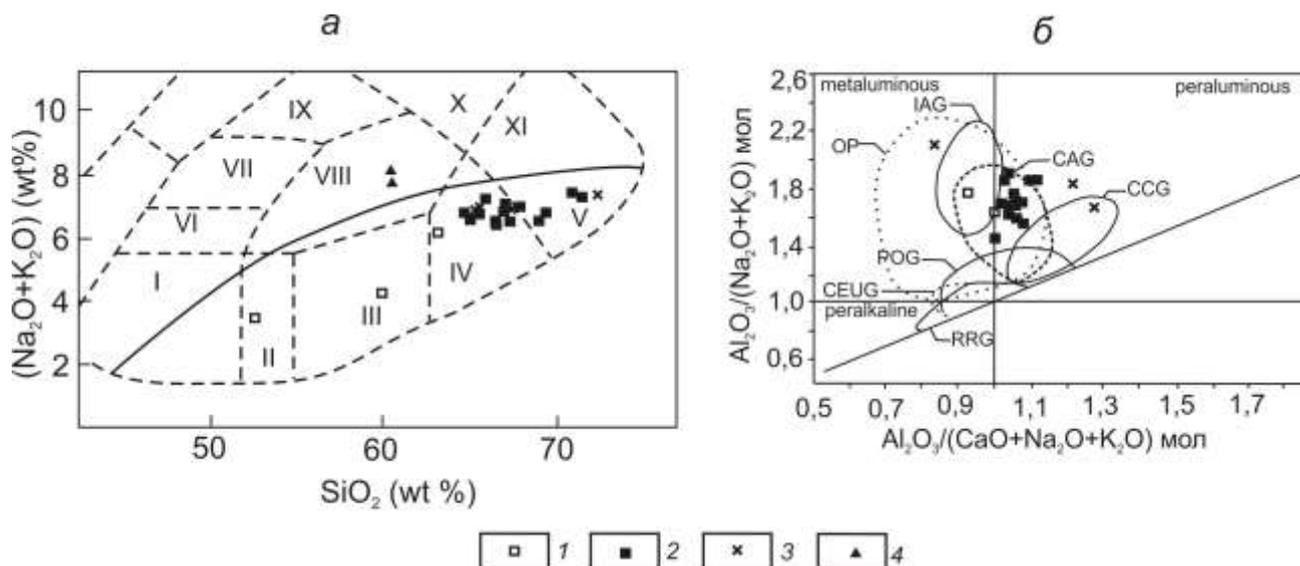


Рис. 3. Петрохимические параметры магматических пород Укачилканского рудного поля
 1 – диоритовые порфиры, 2 гранитоиды массива, 3 – гранодиорит- и риодацит-порфиры, 4 – трахиандезиты.
 а) Классификационная диаграмма – поля диаграммы [31]: I – габбро; II – габбро-диориты; III – диориты, IV – гранодиориты, V – граниты; VI – субщелочное габбро; VII–VIII – монцитониты; IX–X – сиениты; XI – щелочные граниты.
 б) Глиноземистость и геохимические обстановки формирования магматических пород. Поля диаграммы [27]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды.

Биотит образует редкие включения в периферических зонах выделений плагиоклаза и таблички в основной массе. От биотитов гранитоидов массива отличается более высоким содержанием хлора (0,74 %) и низким – фтора (0,06 %). Кристаллизуется при температуре 728 °С, давлении 0,12 ГПа, умеренном потенциале кислорода ($-\log f O_2 = 15$), повышенной активности воды и хлора и низкой – фтора (см. табл. 2). Расчетное содержание воды на момент его кристаллизации около 4 % – ниже порога насыщения. Соотношения формульных количеств F/ОН – Mg–Fe отвечают таковым биотитов мантийных или мантийно-коровых производных (см. рис. 2).

В интерстициях плагиоклаза и темноцветных минералов фиксируются микропегматитовые сростания кварц и калишпата. Постмагматический тонкочешуйчатый биотит трассирует горячие трещины, дает сыпь по порфировым выделениям и псевдоморфозы по магматическому биотиту.

Среди аксессуаров определены: титаномагнетит ($TiO_2 = 6,4-8,9 \%$, $SiO_2 = 1,3-1,4 \%$), окисленный низкотемпературный магнетит, марганцовистый ильменит (3,6–10,5 % MnO); пиропальмандин (9,6–10,2 % ру); фтор-гидроксил-апатит (2,2 % F; 0,12 % Cl); циркон с низкими величинами ZrO_2/HfO_2 (40-47). Среди сульфидов резко преобладает пирит, интенсивно обогащенный Bi (1670 г/т) и Ag (1000 г/т), менее – Sn (470 г/т) и W (100 г/т).

Спессартиты слагают единичные дайки мощностью до 5 м в восточной части рудного поля. Породы атакситовые, порфировые, с микропризматической и гиалопилитовой (у зальбандов) основной массой. Среди выделений преобладает бурая роговая обманка, нередко в гломеровых сростаниях с биотитом. Основная масса сложена длиннопризматическими зернами роговой обманки, короткопризматическим зональным лабрадор-андезином (60→50→42→37 % an) и тонкими чешуйками биотита. Амфибол почти нацело актинолитизирован, плагиоклаз деанортитизирован. Тонкочешуйчатый биотит развит по выделениям амфибола и плагиоклазу.

Постгранитоидные риодацит-порфиры, переходящие в гранодиорит-порфиры, образуют свиты субширотного и северо-западного простирания. Протяженность даек первые сотни метров, мощность от 1 м до 12 м. Породы неотчетливо полосчатые и массивные, микропорфировые с гиалиновой, участками гиалопилитовой основной массой в риодацитах и микрогранофировой и микрогранитной в более раскристаллизованных разностях. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз, биотит, единичные зерна уралитизированного пироксена, амфибол, калишпат и кварц. Основная масса в первом случае сложена разложенным кислым стеклом, на фоне которого заметны микролиты полевых шпатов, биотита, редко – амфибола; во втором – между гранофировыми скоплениями кварца и

Средние содержания летучих и рудных элементов в магматических

Породы порфириты	гранитоиды массива	лейкограниты	риодайт- и гранодиориты	гранандезиты	Породы	базиты	андезиты, диориты	гранодиориты	граниты	снгены
n	15	12	8	11						
F	2,1	0,5	3	1,4	F	4×10^{-2}	5×10^{-2}	$5,6 \times 10^{-2}$	$8,2 \times 10^{-2}$	0,12
B	1,3	2	6,5	1,3	B	5×10^{-4}	$1,2 \times 10^{-3}$	$1,25 \times 10^{-3}$	$1,25 \times 10^{-3}$	9×10^{-4}
Li	1,7	0,6	1,2	1,8	Li	$1,5 \times 10^{-3}$	$2,75 \times 10^{-3}$	$2,6 \times 10^{-3}$	$3,7 \times 10^{-3}$	$2,8 \times 10^{-3}$
Rb	1,6	1,1	1	1,2	Rb	8×10^{-3}	$1,5 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-2}$	$1,8 \times 10^{-2}$	$1,1 \times 10^{-2}$
Sn	44	0,6	1,3	37	Sn	4×10^{-4}	$1,2 \times 10^{-4}$	$1,9 \times 10^{-4}$	3×10^{-4}	-
W	3	0,9	3	2,5	W	8×10^{-5}	$1,1 \times 10^{-4}$	$1,6 \times 10^{-4}$	$2,2 \times 10^{-4}$	$1,3 \times 10^{-4}$
Mo	1,6	1,1	0,7	37	Mo	$1,4 \times 10^{-4}$	1×10^{-4}	1×10^{-4}	$1,5 \times 10^{-4}$	$1,1 \times 10^{-4}$
Bi	250	60	170	250	Bi	7×10^{-7}	9×10^{-7}	1×10^{-6}	1×10^{-6}	-
Sb	30	25	44	30	Sb	$3,4 \times 10^{-5}$	$2,1 \times 10^{-5}$	2×10^{-5}	2×10^{-5}	$2,2 \times 10^{-4}$
Ag	4,4	0,5	10	5,5	Ag	1×10^{-5}	9×10^{-6}	$5,6 \times 10^{-6}$	$3,8 \times 10^{-6}$	$n \times 10^{-6}$
As	25	3,2	2,5	27	As	2×10^{-4}	$2,2 \times 10^{-4}$	$1,8 \times 10^{-4}$	$1,6 \times 10^{-4}$	$1,4 \times 10^{-3}$
Pb	3,9	1,3	2,1	3,4	Pb	6×10^{-4}	$1,1 \times 10^{-3}$	$1,5 \times 10^{-3}$	$1,9 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-3}$
Zn	1,8	1	2	4,2	Zn	$1,1 \times 10^{-2}$	$7,4 \times 10^{-3}$	$5,9 \times 10^{-3}$	$3,9 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-2}$
Au	3,6	0,5	10	3,6	Au	$3,5 \times 10^{-7}$	$2,8 \times 10^{-7}$	$2,8 \times 10^{-7}$	$2,7 \times 10^{-7}$	2×10^{-7}
ИР	360	82,3	241,3	389,5						

Примечание: ИР индекс рудоносности = сумме превышений кларков концентрации

калишпата наблюдаются таблички плагиоклаза, чешуйки биотита, микрозерна кварца и калишпата и разложенное стекло кислого состава. Плагиоклаз вкрапленников – олигоклаз-андезин (32 % an) с реликтовыми корродированными ядрами лабрадора и каймой олигоклаза и олигоклаз-альбита. Обычно почти нацело замещен альбитом, серицитом и карбонатом. По амфиболу развит игольчатый актинолит, по биотиту – хлорит или тонкочешуйчатые псевдоморфозы гидробиотита и мусковита.

В аналогичных породах за пределами рудного поля отмечены реликты магнезиального оливина и магнезиального энстатита ($f = 29\text{--}31\%$, $T = 1200\text{--}1158\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 1,5\text{--}1,6\text{ ГПа}$), которые мы относим к реститовым. Амфибол здесь представлен магнезиальной роговой обманкой ($f = 43,5\text{--}47,2\%$) с параметрами кристаллизации: $T = 822\text{--}752\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 0,4\text{--}0,6\text{ ГПа}$. Образование его происходило в восстановительных условиях при относительно высокой летучести кислорода ($-\log f \text{O}_2 = 12,3\text{--}13,2$) и содержании воды в расплаве 4–5%. Биотит ($f = 51,2\text{--}55,9\%$) характеризуется высокими концентрациями хлора и умеренными – фтора (0,73–0,81 % и 0,23–0,54 %). Кристаллизовался при давлении 0,11–0,14 ГПа, в восстановительных условиях буфера QFM, при высокой активности воды ($\log f \text{H}_2\text{O} = 2,4\text{--}2,6$) и максимальной – хлора ($\log f \text{HCl} = 2,4\text{--}3$), то есть при параметрах, близких таковым золотоносных систем. Содержание воды на момент его кристаллизации ниже, чем при кристаллизации амфибола, – 3–4 %, что с учетом высокой активности воды и хлора и преобладании биотита над амфиболом может указывать на интенсивный отток флюидов перед или во время его кристаллизации. В акцессорной фракции определены ильменит, магнетит, апатит, сфен, ортит, дистен, рутил, единичные корродированные зерна пироп-альмандина (40–43 % py), сульфиды (преимущественно пирит).

Трахиандезиты и трахидолериты слагают единичные дайки мощностью около 1 м. Породы такситовые, серийно-порфировые, с микродолеритовой основной массой. Среди выделений преобладают уралитизированные пироксены (пижонит и бронзит) в кайме базальтической роговой обманки, дающей также почти нацело замещенные актинолитом призматические зерна. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, интерстиции между которыми заняты пироксеном, амфиболом, кварцем и биотитом. Плагиоклаз выделений с многослойной ритмичной зональностью (55→65→47→55→40→23 % an), с включениями сфена и магнетита в центральных и биотита – в периферических зонах. Интенсивно карбонатизирован. Био-

тит почти нацело хлоритизирован и валидных составов получить не удалось. В дайках за пределами рудного поля амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой ($f = 44,3\%$), кристаллизовавшейся из водонасыщенного расплава (6,4 % H_2O); биотит железистый биотит ($f = 52,5\text{--}57,9\%$) с температурой кристаллизации 737–718 °C, образовался в восстановительных условиях при умеренной активности кислорода, низкой – фтора и высокой – воды и хлора. Содержание воды ниже – в 4–5,5 % и вновь повышается (до 10 %) в поздне-постмагматический этап (температура кристаллизации – 621 °C).

Петро- и геохимические особенности. Данные об исходном петрохимическом составе даек рудного поля в силу интенсивного изменения слагающих их пород отрывочны (см. табл. 4). Наименее измененные дайки диоритовых порфиритов метаглиноземистые, известково-щелочной серии, кварц-гиперстен-нормативные, по параметрам состава соответствуют магматическим образованиям континентальных дуг (см. рис. 3), но магматический расплав генерировался в амфиболитах нижней коры ($\text{Al}/(\text{Mg}+\text{Fe}) - \text{Ca}/(\text{Mg}+\text{Fe}) - 1,4\text{--}2,2 - 0,52\text{--}0,9 = 0,4\text{--}0,9 - 0,51,1$) при давлении 1,2–1,3 ГПа и температуре 1150–1200 °C. По единственному имеющемуся химическому анализу спессартит известково-щелочной, высокомагнезиальный ($f = 27,9\%$), диопсид-гиперстен-нормативный. Материнский расплав генерировался в пределах верхней мантии при давлении 1,5 ГПа и температуре 1350 °C.

Химический состав гранодиорит- и риодацит-порфиров отличается от такового гранитоидов массива несколько большей суммарной щелочностью при меньшей железистости (см. рис. 3, табл. 4). Породы слабо пересыщены глиноземом и по основным параметрам относятся к магматическим образованиям континентальных дуг, материнские расплавы которых генерировались на границе дацит-тоналитовых и амфиболитовых субстратов ($\text{Al}/(\text{Mg}+\text{Fe}) - \text{Ca}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 1 - 1,4 - 0,5 - 0,7$). Соотношения $\text{K}/\text{Rb} - \text{Rb}$ в породах (200–240 к 120–220) указывают на смесь корового и мантийного компонентов в магмоформирующих субстратах [22]. Расчетное давление на уровне магмогенерации до 1,2 ГПа, расчетная температура материнских расплавов – 1250–1100 °C. Температура начала кристаллизации 920–930 °C и по ходу процесса снижалась до 760 °C с уменьшением содержаний воды от 4–5 % до 3–4 % в связи со сбросом растворов до или во время кристаллизации биотита.

Трахиандезиты принадлежат высококаалиевой известково-щелочной серии. Породы магнезиальные, высокоглиноземистые, гиперстен-

нормативные. Материнский расплав генерировался в метасоматизированной мантии при давлении 1,4–1,7 ГПа и температуре до 1300 °С.

Наименее измененные догранитоидные дайки резко обогащены Bi (Kk = 250), Sn (Kk = 44), Sb (Kk = 30), As (Kk = 25), менее – Ag, Pb, Au, W, (Kk, соответственно, 4,4; 3,9; 3,6; 3). Гранодиорит- и риодацит-порфиры обогащены теми же элементами, но в меньшей степени, за исключением Ag: Bi (Kk = 110), Sb (Kk = 25), As (Kk = 14), Sn (Kk = 2,8), Ag (Kk = 8,2), Pb (Kk = 1,9), W (Kk = 1,4). Трахиандезиты специализированы на Bi (Kk = 67), Sb (Kk = 80), W (Kk = 4,5), As (Kk = 4,3), Sn (Kk = 4,2) и характеризуются повышенными содержаниями летучих (Kk F = 2,6; Kk Li = 3,4). Таким образом, дайки обладают четко выраженной геохимической и металлогенической специализацией на широкий круг рудных элементов, присущих и рудам Укачилканского месторождения. Они кристаллизуются из водонасыщенного расплава при высокой активности воды, хлора и, судя по концентрации рудных элементов в сульфидах, серы, со сбросом летучих на ранних этапах кристаллизации, то есть были способны служить источниками рудоносных растворов.

Заключение

Согласно многочисленным литературным источникам, основными критериями потенциальной рудоносности гранитоидов на оловянно-редкометалльное оруденение являются: высокие содержания олова и летучих, принадлежность к ильменитовой серии, кристаллизация в восстановительных условиях, эволюция расплавов с ростом концентраций олова к конечным производным, превышающее порог насыщения содержание воды в расплаве, высокая активность воды и фтора. Основным элементом-комплексообразователем для олова в таких системах является фтор, одним из последних отделяющийся от расплава, поэтому накопление его к концу процесса кристаллизации является одним из важных критериев при прогнозной оценке гранитоидов на редкометалльное оруденение.

По результатам исследований, гранитоиды Укачилканского массива принадлежат к магнетит-ильменитовой серии, кристаллизовались в восстановительных условиях и геохимически специализированы на широкий круг рудных элементов, но при кларковом содержании олова. В процессе дифференциации расплавов и постмагматического преобразования пород не происходило роста концентраций олова и фтора; активность кислорода, особенно на ранних этапах кристаллизации, превышала, [установлен-

ную для потенциально рудоносных в отношении редкометалльного оруденения систем региона [14], а активность фтора оставалась низкой на всех этапах. Таким образом, гранитоиды массива бесперспективны в отношении олово-редкометалльного оруденения.

Критерии рудоносности для гранитоидов с ассоциированным касситерит-сульфидным и касситерит-силикатно-сульфидным оруденением не столь разработаны. Большинство исследователей сходится во мнении о необязательной их первичной геохимической специализации. По данным И.Я. Некрасова с соавторами [9], одним из критериев этого типа рудоносности является обогащение оловом и сопутствующими элементами акцессорных сульфидов, что имеет место и в изученных гранитоидах. При кристаллизации гранитоидных расплавов в условиях значительного давления возможно экстрагирование олова из расплава «металл-сульфидной жидкостью» [8]. Однако, сравнительно низкие давления (гипабиссальный уровень становления) не привели к в рассматриваемом случае к концентрированному обособлению металл-сульфидной жидкости и мы наблюдаем только тонкую вкрапленность сульфидов в большом объеме пород. Таким образом, гранитоиды изученных массивов по характеру распределения олова и условиям кристаллизации не могли обеспечить формирования значительных по масштабу его проявлений как литофильного, так и халькофильного профиля.

По результатам спектральных анализов песчаники и алевролиты рудного поля обладают околокларковыми содержаниями олова (в среднем 1,9 г/т в алевролитах и 3,1 г/т в песчаниках) без закономерного увеличения или уменьшения с приближением к контактам массива. Содержания Pb в них ниже кларка, а Sb, Bi, W – элементов, на которые геохимически специализированы гранитоиды, в большинстве проб ниже чувствительности метода. Следовательно, в данном случае нет оснований для предположения о заимствовании рудных элементов при контаминации гранитоидного расплава вмещающими породами.

По мнению многих исследователей, основным источником олова и сопутствующих рудных элементов являются породы магмоформирующих субстратов. К западу от массива в бассейне р. Ыганья экструзией риодацитов вынесены к поверхности крупные (до 5 м в поперечнике) ксенолиты гранат-биотитовых кристаллических сланцев с линзами крупнозернистых лейкогранитов и пегматоидных гранитов. Отнесение этих пород к породам магмообразующих для гранитоидов рассмотренных массивов суб-

стратов согласуется с расчетным давлением при образовании ассоциации ортопироксена и граната в кристаллических сланцах – 0,9 ГПа, близким таковому на уровне генерации гранитоидных расплавов [29]. Граниты ксенолитов обогащены Sb (Kk = 55), Bi (Kk = 50), As (Kk = 10), Ag (Kk = 3,2), W (Kk = 2,2), а также В (Kk = 4,8) и Li (Kk = 2), но при низком содержании Sn – всего 1,9 г/т. Гранат-биотитовые кристаллические сланцы обогащены Bi (Kk = 56), Sb (Kk = 23), As (Kk = 7,9), W (Kk = 3), а также F (Kk = 4,2) и Li (Kk = 2,2), но при кларковом содержании олова (3,1 г/т). То есть, можно полагать, что породы фундамента были источником или одним из источников Sb, Bi, As, Ag, W, но не Sn.

В отличие от этого, дайки, особенно наиболее основные из них, геохимически специализированы на олово и обогащены, даже по сравнению с гранитоидами массивов, Bi, Sb, Ag, Au, Pb. Для них характерны также повышенные концентрации В, Li, F, S. Материнские расплавы даек гранодиорит- и риодацит-порфириров генерировались в пределах тех же субстратов, что и расплавы, сформировавшие гранитоидные массивы, но обладают заметно большими содержаниями летучих и рудных элементов, что свидетельствует о метасоматической переработке магмогенерирующих субстратов в процессе или после становления массивов.

Максимально обогащены летучими и рудными элементами дайки трахиандезитов, материнские расплавы которых генерировались в метасоматизированной мантии. Повышенная основность и щелочность расплавов усиливали халькофильные свойства металлов, а повышенное давление способствовало обособлению серы от расплавов в металл-сульфидную жидкость. Образование даек проходила из водонасыщенных расплавов при высокой активности воды и серы, что обусловило формирование сульфидоносных гидротерм, которые при возникновении тектонических нарушений были способны служить источником для образования олово-сульфидного и полиметаллического оруденения. В то же время, кристаллизация этих даек, как и даек гранодиорит- и риодацит-порфириров начиналась из водонасыщенных расплавов при параметрах, характерных для продуктивных золотоносных систем: в окислительной обстановке выше буфера Ni–NiO, при высокой активности кислорода и воды и максимальной – хлора. Поскольку сродство к силикатному расплаву хлора – главного комплексобразователя для золота, резко падает с уменьшением давления и он сбрасывается из расплава первым, чаще всего уже на этапе подъема расплава к поверхности, именно с этим процессом можно связать

формирование локализованных в пределах изученных рудных узлов золоторудных проявлений.

Таким образом, прямыми геохимическими и металлогеническими критериями рудоносности обладают только до- и постгранитоидные дайки изученных рудно-магматических узлов. Это: значительно превышающие кларк содержания летучих и рудных элементов в породах, присутствие обогащенных рудными элементами акцессорных сульфидов, кристаллизация при высокой активности воды, хлора и, вероятно, серы, достижение при кристаллизации уровня насыщения расплавов, что обеспечивает возможность генерации и отделения рудоносных растворов.

Литература

1. Гусев А.И. Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания, 2009, № 4. С. 54–57.
2. Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Материалы Второго Всеросс. Петрограф. Совещ. Т. 2.: Сыктывкар, 2000. С. 270–274.
3. Диман Е.Н., Некрасов И.Я. Высокотемпературная растворимость золота в воде и генезис золоторудных месторождений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1987, № 11. С. 66–74.
4. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // ДАН СССР. 1979, т. 246, № 1. С. 208–211.
5. Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. – М.: Наука, 1979. 194 с.
6. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск. 2001. 152 с.
7. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. – М.: Недра, 1979. 296 с.
8. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. – М.: Наука, 1984. 238 с.
9. Некрасов И.Я., Трунилина В.А., Роев С.П. Типоморфные особенности акцессорных сульфидов из гранитоидов Восточной Якутии как критерий оценки их рудоносности // Минералогический журнал, 1990, № 4. С. 16–26.
10. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. – М.: Роскомнедра, 1992. 101 с.
11. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
12. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра. 1990. 248 с.

13. Трошин Ю.П., Гребеницкова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
14. Трунилина В.А. Оловоносные рудно-магматические системы Восточной Якутии // Геология и Геофизика, 1991, № 9. С. 98–105.
15. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: изд-во Якутского научного центра СО РАН, 1996. 132 с.
16. Труфанов Г.В., Благовещенский М.Г. Государственная геологическая карта СССР. Серия Яно-Индибирская. Лист R 54-ХIII-ХIV. Объяснительная записка. – Москва, Недра, 1978. 62 с.
17. Яковлев Я.В. Укачилканское месторождение – представитель арсенипирит-пирротинового типа касситерит-сульфидной формации // Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. – Якутск: издание Якутского филиала СО АН СССР, 1975. С. 50–79.
18. Anderson J.L., Smith D.R. The effect of temperature and oxygen fugacity in Al in hornblende Barometry // Amer. Mineral., 1995, v. 80. P. 549–559.
19. Arometry // Amer. Mineral., 1995, v. 80. P. 549–559.
20. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. Michigan, 1987, v. 17. P. 235–321.
21. Brown G.G. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9. P. 13–22.
22. Condie K.C., Banagar R.A. Rare-Earth element distribution in volcanic ricks from Archean Greenstone Belts // Contrib. Mineral., Petrol., 1974, v. 45. P. 237–246.
23. Foerster H.J. Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. // Z. geol. Wissenschaft, 1990, v.18. P. 255–266.
24. 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.
25. Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanism // Amer. Miner., 2005. V. 90. P. 316–328/, 2005
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, v. 101. P. 635–643
28. Rudilfi R., Renzolli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130oC and 2,2 Gpa // Contrib. Miner. Petrol., 2012, v. 163. P. 877–895.
29. Trunilina V.A., Orlov Ju.S., Fedotov M.V. Composition of the crystalline basement of the Verkchoyansk-Kolyma Mesozoides // Zeitschrift Geol. Wissenschaft, Berlin, 1994, Marz. P. 147–152.
30. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal Ore deposits // Resource Geology, 2007, v. 57, № 1. P. 47–56.
31. Wilson M. Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
32. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application.//Amer. Mineral., 1985, № 9. P. 1228–1272.
33. Yavuz F. Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculationclassification and thermobarometry // American Mineralog., 2013, v. 98. P. 1338–1359.

References

1. Gusev A.I. Tipizaciya granitoidov na osnove sostavov biotitov // Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya, 2009, № 4, pp. 54–57.
2. Dacenko V.M. Petrogeohimicheskaya tipizaciya granitoidov yugo-zapadnogo obramleniya Sibirskoj platformy // Materialy Vtorogo Vseross. Petrograf. Sovesch, vol. 2.: Syktyvkar, 2000, pp. 270–274.
3. Diman E.N., Nekrasov I.Y. Vysokotemperaturnaya rastvorimost' zolota v vode i genezis zolotorudnyh mestorozhdenij // Izv. VUZov. Geologiya i razvedka, 1987, № 11, pp. 66–74.
4. Ermolov P.V., Izoh A.E., Vladimirov A.G. Granat kak indikator uslovij granitoobra-zovaniya v kore //DAN SSSR, 1979, vol. 246, № 1, pp. 208–211.
5. Indolev L.N. Dajki rudnyh rajonov Vostochnoj Yakutii. – Moscow: Nauka, 1979, p. 194.
6. Kulikova V.V., Kulikov V.S. Petrohimicheskaya klassifikaciya magmaticheskikh porod, Petrozavodsk, 2001, p. 152.
7. Lyahovich V.V. Akcessornye mineraly gornyh porod. Moscow: Nedra, 1979, p. 296.
8. Nekrasov I.Y. Olovo v magmaticheskom i postmagmaticheskom processah. Moscow: Nauka, 1984, p. 238.
9. Nekrasov I.Y., Trunilina V.A., Roev S.P. Tipomorfnye osobennosti akcessornyh sul'fidov iz

granitoidov Vostochnoj YAkutii kak kriterij ocenki ih rudosnosti // Mineralogicheskij zhurnal, 1990, № 4, pp. 16–26.

10. *Nenahov V.M., Ivannikov V.V., Kuznecov L.V., Strik Y.N.* Osobennosti izucheniya i geologicheskogo kartirovaniya kollizionnyh granitoidov. Moscow: Roskomnedra, 1992, p. 101.

11. *Nenashev N.I., Zajcev A.I.* Geohronologiya i problemy genezisa granitoidov Vostochnoj Yakutii. Novosibirsk: Nauka, 1980, p. 238.

12. *Ovchinnikov L.N.* Prikladnaya geohimiya. Moscow: Nedra, 1990, p. 248.

13. *Troshin Y.P., Grebenshchikova V.I., Antonov A.Y.* Letuchie komponenty v biotitah i metallo-genicheskaya specializaciya intruzij // Mineralogicheskije kriterii ocenki rudosnosti. Leningrad: Nauka, 1981, pp. 73–83.

14. *Trunilina V.A.* Olovonosnye rudno-magmaticheskie sistemy Vostochnoj Yakutii // Geologiya i Geofizika, 1991, № 9, pp. 98–105.

15. *Trunilina V.A., Orlov Y.S., Roev S.P.* Geologiya i rudosnost' magmatitov hrebta Polousnogo. Yakutsk: Izd. Yakutskogo nauchnogo centra SO RAN, 1996, p. 132.

16. *Trufanov G.V., Blagoveschenskij M.G.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR. Seriya Yano-Indigirskaya. List R 54-XIII-XIV. Obyasnitel'naya zapiska. Moscow: Nedra, 1978, p. 62.

17. *Yakovlev Y.V.* Ukachilkanskoje mestorozhdenie – predstavitel' arsenopirit-pirrotinovogo tipa kassiterit-sul'fidnoj formacii // Genezis olovorudnyh mestorozhdenij i svyaz' ih s magmatizmom na territorii Yakutii. Yakutsk: Izd. Yakutskogo filiala SO AN SSSR, 1975. pp. 50–79.

18. *Anderson J.L., Smith D.R.* The effect of temperature and oxygen fugacity in Al in hornblende Barometry // Amer. Mineral., 1995, vol. 80, pp. 549–559.

20. *Brimhall G.H., Crerar D.A.* Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. Michigan, 1987, vol. 17, pp. 235–321.

21. *Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, pp. 13–22.

22. *Condie K.C., Banagar R.A.* Rare-Earth element distribution in volcanic rocks from Archean Greenstone Belts // Contrib. Mineral., Petrol., 1974, vol. 45, pp. 237–246.

23. *Foerster H.J.* Halogen Fugacities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. // Z. geol. Wissenschaft, 1990, vol. 18, pp. 255–266.

24. *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, vol. 157, pp. 577–587.

25. *Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Amer. Miner., 2005, vol. 90, pp. 316–328.

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. *Rudilfi R., Renzulli A.* Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130oC and 2,2 Gpa // Contrib. Miner. Petrol., 2012, vol. 163, pp. 877–895.

29. *Trunilina V.A., Orlov Ju.S., Fedotov M.V.* Composition of the crystalline basement of the Verkchoyansk-Kolyma Mesozoides // Zeitschrift Geol. Wissenschaft, Berlin, 1994, pp. 147–152.

30. *Uchida E., Endo S., Makino M.* Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal Ore deposits // Resource Geology, 2007, vol. 57, № 1, pp. 47–56.

31. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.

32. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application. //Amer. Mineral., 1985, № 9, pp. 1228–1272.

33. *Yavuz F.* Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry // Amer. Mineral., 2013, vol. 98, pp. 1338–1359.

Поступила в редакцию 23.01.2018