

Петрология даек Джахтардахского вулканогенного поля и их взаимосвязь с оруденением

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассматривается специфика составов мел-палеогеновых даек Джахтардахского вулканогенного поля и гранитов с ассоциированным касситерит-силикатным оруденением. Показано, что дайки принадлежат к единой шошонит-латит-трахириолитовой формации, характеризуются максимальными концентрациями рудных элементов (Bi, Sb, As, Ag, W, менее Sn) и обогащены F и В. Граниты несут кларковые количества Sn и несколько повышенные – W, Au, Bi, Sb и Ag. Основной привнос металлов происходил при грейзенизации, которая накладывается и на граниты, и на дайки, и существенно оторвана по времени от становления самих гранитов. Сделан вывод о том, что производные обогащенного летучими щелочно-базальтоидного расплава, сформировавшие дайки, являлись дополнительными источниками ведущих рудных элементов, а также были способны активизировать потенциальные возможности остаточных расплавов гранитной магмы.

Ключевые слова: субщелочные дайки, граниты, субстраты магмогенерации, геохимическая специализация, месторождение, олово, золото.

Трунилина Вера Аркадьевна
Роев Сергей Прокопьевич



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

Petrology of dikes of the Dzhakhtardakh volcanogenic field and their relationship to mineralization

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper discusses specific compositions of the Cretaceous-Paleogene dikes in the Dzhakhtardakh volcanogenic field and granites with associated cassiterite-silicate mineralization. It is shown that the dikes belong to the single shoshonite-latite-trachyrhyolite formation. They contain maximum concentrations of ore elements (Bi, Sb, As, Ag, W, and lesser Sn) and are rich in F and B. The granites show clark Sn values and somewhat higher contents of W, Au, Bi, Sb and Ag. The metals were mainly supplied during greisenization, which was superposed both on the granites and the dikes, i.e., it was significantly separated in time from the emplacement of the granites. It may be concluded that derivatives of the volatile-rich differentiating alkali-basaltoid melt, which formed the dikes, were an additional source of major ore elements and were also capable of activating potentialities of the residual melts of granitic magma.

Key words: subalkaline dikes, granites, magma-generating substrata, geochemical specialization, deposit, tin, gold.

Вопросы связи магматизма и оруденения не теряют своей актуальности, поскольку их решение позволяет целенаправленно проводить поисково-оценочные работы. Одним из наиболее дискутируемых вопросов остается соотношение даек, гранитоидного магматизма и ассоциированного оруденения [4, 7–8, 10 и др.]. В статье эти вопросы рассматриваются на примере Джахтардахского вулканогенного поля северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области, где в узле со вмещения гранитоидного массива и даек локализовано одноименное касситерит-силикатное месторождение.

В пределах рассматриваемой территории развита триасово-юрская терригенная толща, несогласно пе-

рекрытая баррем-аптскими вулканогенно-терригенными образованиями и интродуцированная гранитоидными массивами и многочисленными дайками и экструзиями [6]. В составе последних установлены *трахибазальты, трахидолериты, трахиандезибазальты, субщелочные габбро-диабазы, лампрофиры (керсантиты), монцониты, сиениты, латиты, кварцевые латиты, трахиандезиты, трахириолиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры* [20] (рис. 1). Для всех пород характерна пироксен-биотитовая ассоциация вкрапленников. Пироксен имеет состав авгита и диопсид-авгита, причем наиболее магнезиальные разности с $f=11-22\%$ встречаются и в основных, и в кремнекислых породах.

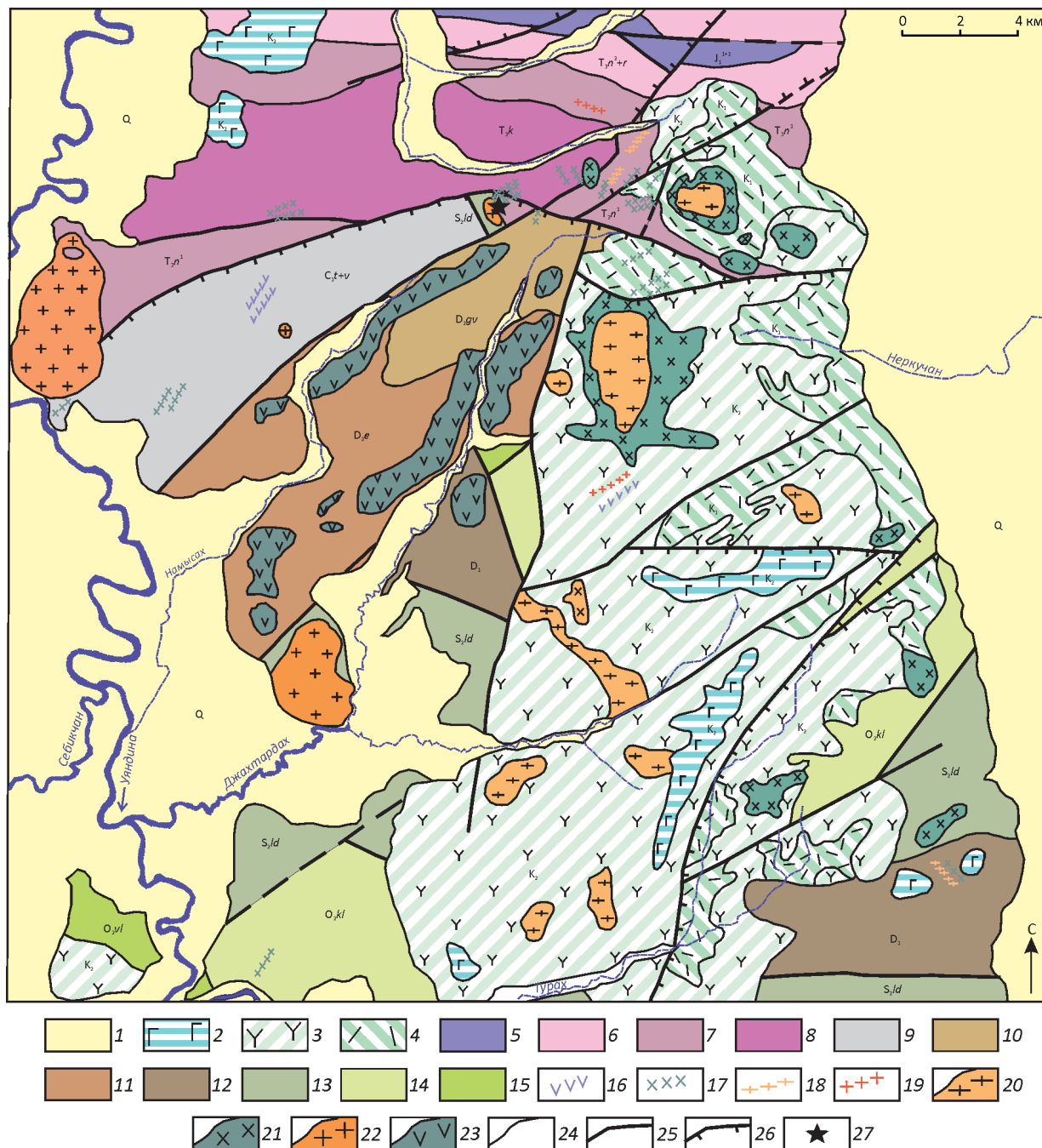


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Джаягтардахского вулканогенного поля. По материалам А.В.Дорофеева, 1980 и Ю.С.Орлова, 1988:

1 – четвертичные отложения; 2 – трахибазальты и трахиандезитобазальты, K_2 ; 3 – трахиандезиты, латиты, K_2 ; 4 – трахириолиты, дациты, их туфы, алевролиты, K_1 ; 5 – аргиллиты и алевролиты, J_1^{1+2} ; 6 – песчаники, алевролиты и аргиллиты, T_3n^1 ; 7 – песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов и прослоями известняков, T_3n^1 ; 8 – аргиллиты с пластами алевролитов и песчаниками, T_3k ; 9 – аргиллиты, алевролиты, песчаники, C_1t+v ; 10 – известняки, алевролиты, известково-глинистые сланцы, D_2gv ; 11 – известняки с пластами песчаников и известково-глинистых сланцев, D_2e ; 12 – известняки с прослоями известково-глинистых сланцев, D_1 ; 13 – мраморизованные известняки, доломиты и сланцы, S_2ld ; 14 – глинистые известняки, O_2kl ; 15 – сланцы и мергели, O_2vl ; дайки: 16 – трахибазальты, трахиандезитобазальты, долериты, 17 – трахиандезиты, латиты, монзонит-порфиры, 18 – щелочные базальты, 19 – трахириолиты, риолит- и гранит-порфиры; массивы: 20 – сиениты и кварцевые сиениты, 21 – монзониты, 22 – граниты, 23 – габбро и габбро-диабазы; 24 – геологические границы; 25 – тектонические контакты; 26 – то же, с указанием направления падения; 27 – Джаягтардахское оловорудное месторождение

Биотит – магнезиальный, кристаллизовался при высоком потенциале O_2 , H_2O и Cl и низком – F, по соотношениям F/OH–Mg/Fe сопоставим с биотитами мантийных и корово-мантийных образований [12]. Из амфиболов наиболее распространена магнезиальная роговая обманка. Во всех породах присутствуют обогащенные REE (в сумме до 2%) Cl- и F-апатиты, ильменит, магнетит, циркон с повышенным содержанием Y_2O_3 (до 0,88%). Сульфиды представлены арсенопиритом, пирротинном, пиритом, антимонитом и галенитом. В экзоконтактах даек и экструзий вмещающие породы рассеяны кварцевыми, карбонатными, кварц-карбонатными жилами с сульфидами. Несмотря на интенсивное постмагматическое преобразование пород с появлением в них рассеянной турмалиновой и сульфидной вкрапленности, оруденения, достоверно связанного с ними, пока не установлено.

В северной части вулканогенного поля известны выходы *грейзенизированных гранитов*, к эндо- и экзоконтактовым зонам которых приурочено Джахтардахское оловорудное месторождение касситерит-силикатной формации с сопутствующим золотом. Б.Л.Флеров [21], хотя и принимает дорудный возраст локализованных в пределах рудно-магматического узла даек монцит-порфиоров и лампрофиоров и пространственный контроль ими части рудных тел, делает вывод об отсутствии генетической связи между ними и оловянным оруденением, считая, что последнее генерируется производными глубинного гранитоидного очага.

Выход гранитов рудного поля, по данным геофизических работ, представляет собой апикальный выступ крупного штокообразного тела. Его эндо- и экзоконтактовые зоны рассечены субширотными дайками трахириолит-порфиоров, монцитит-порфиоров и лампрофиоров, синхронными вулканитам верхов джахтардахской толщи. Граниты центральной части выхода массивные, среднезернистые, сложены (в %): кварцем – 20, олигоклазом и олигоклаз-альбитом – 17, калиевым полевым шпатом – 54, биотитом – 7, каолинитом – 2. Биотит умеренно железистый ($f=54,5-58\%$), глиноземистый ($al^*=23,3-26,2\%$), с повышенным содержанием F (1–1,3%) и более низким – Cl (0,16–0,34%). Кристаллизуется при T 770–780°C, в условиях невысокой активности кислорода и низкой – H_2O , Cl и F; $-\log f_{O_2}=15,2-15,6$; $\log f_{H_2O}=0,9-1,97$; $\log f_{HCl}=0,48-1,31$; $-\log f_{HF}=1,22-2,37$, то есть соответствует биотитам нерудоносных систем [19]. Микроклин образует ксеноморфные зерна в интерстициях зерен плагиоклаза и биотита и крупные порфиробласты, интенсивно альбитизирован до преобразования в шахматный альбит.

В краевой части выхода граниты гломеропорфирные, мелкозернистые, со сростками выделений альбита (2–9% *an*) и грубопертитового, иногда решетчатого микроклина и изометричными выделениями кварца. Все минералы вкрапленников дают взаимные включения

друг в друге, что говорит об эвтектоидности расплава. Породы интенсивно изменены, их средний состав (в %): кварц – 29,2, плагиоклаз – 11, калишпат – 32,1, мусковит – 10,3, каолинит – 17,4. Каолинит и мусковит развиты преимущественно по выделениям плагиоклаза и по основной массе, приобретающей микролепидогранобластовую структуру. Граниты, вмещающие их вулканогенно-терригенные породы и дайки в экзо- и эндоконтактах гранитного массива преобразованы в турмалин-мусковит-кварцевые грейзены или в серицит-каолинит-карбонатный агрегат.

В акцессорной фракции гранитов установлены: F-апатит (F 3,2% и Cl 0,01%); ильменит с низкими содержаниями MnO 1–2,8% и MgO 0,2–1,1%, циркон и пирит. В грейзенизированных разностях к ним присоединяются арсенопирит, вольфрамит, шеелит, молибденит, касситерит, топаз, флюорит. Пирит обладает повышенными концентрациями (в %): Вi до 0,4, W до 0,06, Sn до 0,1. Арсенопирит грейзенов содержит (в %): Ag до 0,08; Sb до 0,11; Вi до 0,2; W до 0,06 и Sn до 0,05.

На классификационной диаграмме (рис. 2) точки составов даек и экструзивных тел дают единый тренд от трахибазальтов и трахиандезибазальтов до трахириолитов с закономерным ростом индекса дифференциации в этом направлении от 43 до 87%, что вместе с общностью типоморфизма минералов подтверждает приуроченность их к единой магматической формации. Небольшое количество фигуративных точек в полях трахибазальтов, трахидацитов и трахириолитов на классификационной диаграмме объясняется интенсивным изменением пород этого состава, а не отсутствием таковых среди даек (на диаграмму нанесены точки составов наименее измененных разностей). По соотношениям SiO_2-K_2O все породы принадлежат к шошонитовой серии (рис. 3), а на диаграмме магматических серий Л.С.Бородина точки их составов располагаются между лагитовым и трахитовым эволюционными трендами (рис. 4). По соотношениям $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)$ основные породы относятся к базальтоидам лагитового ряда [3]. Наиболее основные из них по содержанию щелочей и отсутствию оливина и фельдшпатоидов определяются как шошониты, а менее распространенные оливин-нормативные разности – как субщелочные оливиновые базальты (трахибазальты). Основные и средние породы обогащены фтором и фосфором (табл. 1). В кислых породах содержание фтора заметно снижается в связи с существенным уменьшением количества биотита. Отсутствие фельдшпатоидов, низкая концентрация титана и преобладание биотита среди темноцветных минералов отличает рассматриваемую ассоциацию от типовых серий рифтовых структур. Обычно такие сложные вулканоплутонические образования характеризуют поздние стадии развития активных континентальных окраин [2].

Состав материнских расплавов для даек основного состава соответствует субщелочному базальту.

1. Представительные химические анализы составов даек и гранитов Джаятардахаского вулканогенного поля

Образцы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	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 ⁻	H ₂ O*	F	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	S	Сумма
O56/3	Трахидолерит	50,41	1,23	19,39	8,16	1,12	0,13	0,69	5,22	2,91	5,10	0,66	2,92	1,46	2,21	0,17	0,005	0,018	0,001	Не обн.	100,33
B54/5	Трахиандезит	51,95	1,19	15,06	3,08	4,86	0,14	4,66	7,77	2,31	4,66	0,61	2,69	0,30	1,02	0,18	0,006	0,026	0,002	Не обн.	100,19
U221/9	Трахидолерит	52,59	1,21	16,15	1,40	6,29	0,12	4,46	6,81	2,46	4,36	0,55	2,42	0,24	0,79	0,19	0,006	0,020	0,001	Не обн.	99,83
O284/4a	Лампрофир	53,32	0,94	12,79	1,58	5,17	0,12	7,00	6,30	1,96	4,82	0,63	2,29	0,27	2,43	0,18	0,004	0,025	0,002	0,01	99,53
B56/6	Трахиандезит	53,46	1,11	16,08	4,22	3,36	0,16	4,95	6,77	2,32	4,69	0,50	1,29	1,02	0,97	0,15	0,007	0,025	0,003	Не обн.	100,03
O64/2	Латит	53,53	0,97	15,9	3,41	3,81	0,32	4,04	6,64	2,34	5,37	0,71	1,82	0,49	0,88	0,37	0,005	0,026	0,002	Не обн.	100,64
P2324/4	Латит	53,57	1,15	14,94	3,22	4,67	0,10	4,68	6,55	2,62	4,69	0,32	1,76	0,47	1,41	0,15	0,008	0,025	0,002	Не обн.	99,86
O56/2	Трахиандезит	54,74	1,13	16,29	2,10	5,66	0,06	3,58	6,30	2,41	4,69	0,52	1,43	0,42	0,77	0,22	0,007	0,024	0,005	Не обн.	99,94
T664/3	Монзонит	55,51	1,09	15,49	1,23	6,12	0,15	5,22	6,14	2,11	4,61	0,44	Не обн.	0,48	1,12	0,14	0,009	0,015	0,000	Не обн.	99,37
O82/1	Латит	55,52	1,16	17,51	5,37	1,01	0,09	2,49	5,50	2,83	5,88	0,56	1,24	1,01	0,49	0,21	0,008	0,030	0,001	Не обн.	99,90
O285/1	Трахиандезит	56,06	1,05	15,47	1,15	6,54	0,12	4,37	6,02	2,82	4,72	0,62	0,10	0,12	1,41	0,29	0,008	0,020	0,001	0,01	99,35
O284/6	Латит	56,26	1,10	15,88	1,34	5,96	0,12	4,48	5,46	2,94	4,96	0,57	0,10	0,25	2,00	0,19	0,015	0,026	0,002	0,01	99,39
O86/4	Трахит	58,09	0,93	17,64	4,30	1,82	0,37	0,58	3,91	3,19	6,10	0,46	2,05	0,53	0,77	0,17	0,005	0,034	Не обн.	Не обн.	100,25
O65/4	Трахидаци	58,40	0,89	17,28	2,96	3,04	0,12	1,06	4,07	3,20	5,62	0,42	2,12	0,43	0,73	0,17	0,002	0,033	0,002	Не обн.	100,07
K45/2	Кварцевый латит	62,44	0,70	16,38	1,67	3,01	0,07	0,92	3,18	2,94	5,58	0,22	1,64	0,40	0,20	0,18	0,005	0,030	0,001	Не обн.	99,03
P2329/2	Трахит	63,28	0,84	16,18	3,72	1,30	0,04	0,68	2,68	2,68	7,21	0,28	Не обн.	0,48	1,25	0,20	0,006	0,031	Не обн.	Не обн.	100,27
O292/4	Монзонит-порфир	63,6	0,89	14,25	0,77	4,53	0,08	2,38	2,94	2,92	5,27	0,20	Не обн.	Не опр.	1,30	0,21	0,014	0,028	0,003	0,01	99,44
P2326/1	Трахидаци	64,09	0,77	17,25	2,03	2,05	0,13	0,92	1,73	3,14	6,13	0,29	0,82	0,74	1,50	0,18	0,002	0,033	0,001	Не обн.	101,03
O296/1	Трахиродацит	68,94	0,15	15,20	1,77	1,04	0,04	0,38	0,70	2,26	5,90	0,09	0,10	0,80	3,57	0,07	0,006	0,036	0,001	0,01	100,23
O63/2	Грейзенизированный трахиодацит	70,02	1,14	15,47	4,46	0,69	0,07	0,14	0,50	0,04	0,17	0,64	5,00	0,31	2,00	0,12	0,015	0,001	0,001	Не обн.	100,48
И-346	Гранит	72,21	0,29	14,64	2,10	0,70	0,01	0,55	1,04	3,41	4,21	0,10	0,20	0,30	1,01	0,03	0,010	0,006	0,008	Не обн.	100,82
K-37/1	Гранит-порфир	74,60	0,09	12,80	0,48	0,83	0,02	0,50	0,70	2,92	4,41	0,06	Не обн.	Не опр.	1,66	0,06	0,005	0,016	0,001	Не обн.	99,13
O86/2	Гранит	75,26	0,04	13,99	0,00	1,40	0,30	0,14	0,00	3,70	4,53	0,09	0,72	0,31	0,38	0,09	0,007	0,025	0,001	Не опр.	100,98
B50/11	Грейзен	76,69	0,96	13,54	0,32	0,58	0,03	0,11	0,00	0,12	0,13	0,27	5,32	0,96	2,16	0,05	0,005	0,002	0,001	Не опр.	100,29

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии алмаза и благородных металлов; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова.

2. Средние содержания элементов-примесей в породах даек и гранитах Джагтардского вулканогенного поля

Порода	n	F	B	Li	Rb	Sr	Ba	Mo	Sn	W	Pb	Sb	As	Ag	Au	Cu	Zn	ИР	
Трахидолериты, трахибазальты,	52	0,19	28	33	190	1160	2246	3,8	2,6	4,7	0,53	26	16	0,22	2,7	52	87		
Трахиндизибазальты		4,8	5,6	2,2	5,1	-2,5	-7,7	2,8	0,85	6	76	4,5	47	2	0,8	0,6	0,8	159	
Лампрофиры	4	0,37	21	70	185	560	2100	2,5	5,3	5	2	24	9	0,3	8,8	52	155		
		9,2	4	4,7	5	-1,2	-7,2	1,8	1,3	6,3	296	4	26,5	6	2,7	3,5	0,6	364,5	
Латиты, кварцевые латиты	30	0,17	26	35	232	841	1455	3,2	2,6	4	0,52	19	1,4	0,28	5	122	169		
		3,2	2,2	1,2	2,8	-2	-3,6	3,2	2,2	3,7	58	1,7	6,7	8	3,1	2	2,8	2,3	66
Трахиты, трахидациты	12	0,15	42	44	306	660	1975	3,9	3,5	5,2	0,56	26	4,7	0,22	1,3	46	100		
		3	3,4	1,7	2,5	1,5	3,5	3,9	2	3,2	56	1,8	23,5	3,9	0,4	1,6	1,8	80	
Риолиты, трахириолиты	40	0,1	32	28	2975	340	1346	4,4	3,1	4,9	0,66	27	4,1	0,24	3	36	138		
		1,2	2,6	0,8	1,6	-2,3	-1,8	3	1	2,2	66	1,4	20,5	13	6,3	1,1	3,6	3,5	83
Монцитит-порфиры	14	0,14	33	54	213	401	1650	3,2	3,4	4,4	0,68	20	2,7	0,34	1,7	49	120		
		2,5	2,5	2,1	1,7	1	-3	3,2	1,8	2,8	68	1,3	13,5	6,1	-0,9	1,1	1,6	66	
То же, хлоритизированные	13	0,18	31	74	179	950	1600	4,4	4,2	3	0,5	24	1,7	0,21	3,3	49	129		
		3,2	2,5	2,9	1,5	-2	-3	4,4	2,2	2	50	1,6	85	38,9	1,2	1,1	1,7	132	
То же, пропилитизированные	12	0,15	30	49	296	633	1700	3,5	3,5	4,7	0,58	27	0,9	0,19	1,5	47	130		
		2,7	2,5	1,8	2,5	-1,5	-3	3,5	1,8	2,9	58	1,8	45	3,2	0,5	1,1	1,6	100	
Сиениты	6	0,16	21	50	252	480	1500	2,7	7	6,7	0,67	40	0,7	388	0,63	5,7	68	170	
		1,3	2,3	1,8	2,3	-2,8	-1	2,5	2,3	5,1	67	3,3	-3,1	2,8	1,2	2,1	13,6	1,2	66
Щелочнополевшатовые гранит-порфиры	3	0,16	104	48	190	325	1200	3,8	5,6	5,9	0,69	30	0,55	16	0,42	6,4	70	170	
		2	4,3	1,3	1,1	2,2	1,6	2,1	1,8	2,9	69	1,6	2,8	11	2,4	10	6,7	108	
Граниты	2	0,16	60	53	127	240	520	5	4,2	5	0,7	20	0,4	15,5	0,2	19,1	50	8	
		2	4,8	1,4	0,7	1,6	1	3,3	1,4	2,3	70	1	20	9	5,3	7,1	10	0,2	113
Грейзенизированные граниты и гранит-порфиры	4	0,12	26	28	241	50	130	5,5	4,3	17	1,7	18	15	250	0,27	50	50	8	
		1,5	2,2	0,8	1,3	-2,6	-0,7	3,8	1,4	7,7	170	1	75	156	7,1	18,5	10	0,2	412
Кварц-мусковитовые грейзены	3	0,16	81	70	200	220	56	4	53	350	1,75	223	63	1333	7,3	2000	73	260	
		1,5	3	1,8	1,1	-1,5	0,7	2,8	17,7	159	175	11,7	315	192	741	7,3	39	2457	

Примечание. n – число проб; верхняя строка – концентрация в г/т (Au в мг/т), нижняя строка (курсив) – отношение к кларку соответствующих пород; ИР – индекс редкости по работе [7]; анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского геологического управления.

Породы всех даек по редкоэлементному составу соответствуют латитовому геохимическому типу [17] и характеризуются ярко выраженной геохимической специализацией на Bi, Sb, As, Ag, W и в меньшей мере – на Sn и В (табл. 2). Повышенное содержание этих элементов с помощью лазерного анализа установлено и в сульфидах (в %): Bi, As и Ag до 0,2; Sb до 0,3; W до 0,08; Sn до 0,06. То есть, имеет место и геохимическая, и металлогеническая специализации на эти элементы. Фтором и бором относительно кларков максимально обогащены основные члены ассоциации – лампрофиры и трахибазальты. При этом в основных и средних производных отчетливо выдержана связь Sn с Ag, Zn и В (коэффициент корреляции $r=0,3-0,5$). В кремнекислых породах олово тесно связано, с одной стороны, с сульфидами (r Sn-Sb=1, r Sn-Pb=0,6, r Sn-As=0,74), а с другой – с летучими (r Sn-B=0,82), r Sn-F=0,44). Высокая корреляция с летучими показывает, что в благоприятных условиях эти дайки могут генерировать небольшие олово-редкометалльные проявления. Поскольку кристаллизация при низких давлениях усиливает родство серы к силикатному расплаву [11], и в результате не происходит, как в глубинных условиях, обособления металл-сульфидной жидкости, а тонкая вкрапленность сульфидов рассеивается в большом объеме пород, авторы не имеют оснований ожидать значимого оловянного оруденения сульфидного типа в непосредственной связи с изученными дайками. Напротив, родство к силикатному расплаву хлора, главного комплексобразователя золота, резко падает с уменьшением давления, и он сбрасывается из расплава первым, поэтому проявления Au при наличии благоприятных структурных ловушек в пределах РМУ вполне вероятны, что подтверждается и наличием ореолов золота в водотоках, дренирующих эти тела.

Граниты рудного поля по единичным анализам слабо измененных разностей по соотношению SiO_2-K_2O относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 3). На диаграмме Л.С.Бородин точки их составов расположены независимо от главных эволюционных трендов (см. рис. 4), что характерно для гранитов А-типа региона [15]. Как А-граниты они определяются и по величине $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3=0,78-0,84$ [25]. В этом случае расчетная температура расплава оценивается в $904^\circ C$ [24]. Породы весьма высокоглиноземистые, гиперстен-нормативные, с низкой (2,2–3,2) величиной корундового минала и обычным преобладанием ортоклазового минала над альбитовым. Они характеризуются аномально низкими для гранитных систем содержаниями LREE ($La+Ce+Sm+Eu=31-33$ г/т), тогда как в дайках сумма LREE варьирует от 92 до 171 г/т. По концентрации K, Na, F, Li, Rb граниты близки к палингенным образованиям щелочного ряда с переходом к редкометалльным гранитам щелочного ряда [17]. Магматические очаги таких образований, в отличие от магматических очагов палингенных и

плюмазитовых гранитов известково-щелочного ряда, формируются в глубоко метаморфизованных горизонтах кристаллического фундамента. Значения $(La/Yb)_N-Yb_N$ (19-36–2,5-5,3) указывают на магмогенерацию при плавлении эклогитов [5].

Граниты обладают низкими концентрациями Sn, повышенными – W, Au, Bi, Sb и Ag (см. табл. 2). В то же время, низкая активность воды и летучих при кристаллизации не позволяет относить неизменные их разности к гранитам рудоносных систем. Однако в грейзенах по гранитам содержание Sn увеличивается более чем на порядок: W – в 20, Ag – 25, Au – 40, Bi – 170, Sb – 5 раз. При этом основной вклад в редкометалльность привносит не Sn, а As, Ag, Au, Sb, Bi, то есть элементы, наибольшие кларки концентрации которых присущи дайкам рудного поля. Джахтардахское месторождение относится к касситерит-силикатной рудной формации, но анализ специализации показывает, что ведущим в этом месторождении при дальнейших поисковых работах, возможно, окажется именно золото.

Известно, что наиболее богатое оловянное оруденение тяготеет к районам сопряжения корового гранитоидного и шшонит-латитового магматизма [18]. Как показано, основной прирост рудоносности связан с грейзенизацией, которая накладывается и на дайки, то есть существенно оторвана во времени от становления самих гранитов. Именно дайки характеризуются максимальными концентрациями рудных элементов. Поэтому авторы полагают, что, не являясь непосредственным (или основным) носителем олова, производные субщелочного базальтоидного расплава, обогащенные элементами-комплексобразователями, способны как экстрагировать олово из гранитоидных пород сиалического фундамента, так и активизировать потенциальные возможности остаточных расплавов гранитной магмы и одновременно служить дополнительными источниками перечисленных выше сопутствующих рудных элементов.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2014-0002, вопросы металлогении по проекту 0381-2014-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
2. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987.
3. Говоров И.Н. Геохимические типы базальтов // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континента к Тихому океану. – М.: изд-во ВИНТИ, 1979. С. 18–20.
4. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. – Владивосток: Дальнаука, 2002.

5. Джан Б. М., Чжан З. К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. – М., 1987. С. 250–284.
6. Дорофеев А.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-54-XXVII, XXVIII. Аэрогеология. – М.: Недра, 1984.
7. Козлов В.Д. Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов и прогнозирование редкометалльного оруденения // Проблемы рудоносности гранитоидов. – Иркутск: СибГеохи, 1987. С. 3–28.
8. Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Изв. Томского политехнического университета. 2009. № 1. Т. 315. С. 11–17.
9. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск, 2001.
10. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291–307.
11. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. – М.: Наука, 1984.
12. Орлов Ю.С., Роев С.П., Трунилина В.А. Петрография и минералогия даек Джахтардахского вулканогенного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016.
13. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3–26.
14. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 1995.
15. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области / В.А.Трунилина, Ю.С.Орлов, С.П.Роев, А.И.Зайцев // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 99–109.
16. Сравнительный анализ магматизма современных геодинамических обстановок и их палеоаналогов / О.А.Богатиков, В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк, Е.Е.Лазько // Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. С. 237–258.
17. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКК. Т. 9. Петрология. – М.: Наука, 1984. С. 221–228.
18. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. – Новосибирск: Наука, 1987.
19. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. – Якутск: Якутский научный центр СО РАН, 1996.
20. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Вулкано-плутонические пояса северо-востока Якутии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2007.
21. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1976.
22. French W.J., Cameron E.P. Calculation on the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts // Mineral Mag. 1981. Vol. 44. № 333. Pp.19–26.
23. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition / S.I.Drill, M.I.Kuzmin, S.S.Tsipukova, L.P.Zonenshain // Marine Geology. 142 (1997). Pp. 57–83.
24. 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 J. Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
25. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, Northern Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. Pp. 235–255.
26. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. – London, 1995.
27. Whiteford D.G., Nicholls I.A., Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contribs. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 341–356.