

Карагайкульское золото-порфировое рудопроявление (Южный Урал): геохимия и петрогенезис интрузивных пород, состав минералов окolorудных метасоматитов и руд

С.Е. Знаменский*, А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

Изучены петролого-геохимические характеристики интрузивных пород, источники магматических расплавов, а также состав минералов окolorудных метасоматитов и руд Карагайкульского золото-порфирового рудопроявления, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Содержание петрогенных окислов определялось силикатным методом, редких элементов – с помощью ICP-MS анализа на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000. Состав минералов исследован с использованием электронно-микроскопического анализа на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М. Установлено, что габбро, габбро-диориты и диориты рудоносной дайковой серии Карагайкульского рудопроявления представляют собой надсубдукционные магматиты нормальной щелочности, принадлежащие переходной и известково-щелочной петрогенетическим сериям. Они сформировались из флюидонасыщенных расплавов. Основным источником расплавов для интрузивных пород, скорее всего, служили шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, предварительно метасоматизированные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород субдуцирующей океанической плиты. Дайки подверглись в окolorудном ореоле пропилитизации биотит-актинолитовой фации (парагенезис: биотит + актинолит + эпидот + ортоклаз + альбит + кварц + хлорит + пумпеллиит), а вмещающие их серпентинизированные ультрабазиты – карбонатизации (парагенезис: доломит + магнезит + хромо-магнетит). По данным хлоритового геотермометра температура образования пропилитов составляет 287–317°C. Сульфидные минералы в золотоносных штоках представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, пентландитом, пирротинном и виоларитом.

Ключевые слова: Южный Урал, золото-порфировое оруденение, дайки, диориты, надсубдукционная мантия, пропилиты

Для цитирования: Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2022). Карагайкульское золото-порфировое рудопроявление (Южный Урал): геохимия и петрогенезис интрузивных пород, состав минералов окolorудных метасоматитов и руд. *Георесурсы*, 24(3), с. 187–196. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.16>

Введение

Карагайкульское рудопроявление расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Оно относится к редкому и относительно слабо изученному на Урале золото-порфировому типу. Золоторудная минерализация рудопроявления ассоциирует с дайковой серией габбро, габбро-диоритов и диоритов. В ранее опубликованных работах рассмотрены региональная позиция и современная структура рудопроявления (Знаменский, 2019; 2021), а также кратко охарактеризован химический состав интрузивных пород (Kosarev et al., 2014). Петрогенетические особенности рудоносных магматитов, состав минералов окolorудных метасоматитов и рудной минерализации до настоящего времени не изучены. Sm-Nd возраст диоритов одной из даек рудопроявления составляет 418±25 млн лет (Kosarev et al., 2014), что соответствует начальным фазам заложения и развития на Южном Урале субдукционной зоны девонского возраста (Пучков,

2010). Такая геодинамическая обстановка образования интрузивных массивов, продуктивных на порфировое оруденение, является необычной для Магнитогорской мегазоны. Согласно обобщениям, выполненным А.И. Грабежеевым (Грабежев, 2009) и О.Ю. Плотинской с соавторами (Plotinskaya et al., 2017), порфировые месторождения, формировавшиеся на стадии субдукции, связаны в Магнитогорской мегазоне, главным образом, со средневерхнедевонскими вулкано-интрузивными комплексами развитых и зрелых островных дуг. Геодинамическая обстановка нашла отражение и в весьма своеобразных и нетипичных для порфировых месторождений геологических условиях размещения порфирового оруденения. Рудоносные интрузии Карагайкульского рудопроявления локализованы в серпентинизированных ультрабазитах.

Цель настоящей статьи – рассмотреть петролого-геохимические особенности интрузивных пород рудопроявления, состав и возможные источники магматических расплавов, а также состав минералов окolorудного метасоматического ореола и руд.

Методы исследований

Содержание петрогенных окислов в породах определялось с помощью силикатного анализа в химической лаборатории ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина).

* Ответственный автор: Сергей Евгеньевич Знаменский
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

© 2022 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследований ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Методика исследований приведена в опубликованной работе (Вотьяков и др., 2006). Изучение химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным анализатором РЭММА-202М в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитик В.А. Котляров). Режим съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3×10^{-10} А, диаметр зонда 2–3 мкм. Стандарты ASTIMEX Scientific Limited, MINM 25–53, Mineral Mount Serial № 01–044.

Геологическая позиция и строение рудопроявления

Карагайкульское рудопроявление расположено в зоне Яльчигуловского разлома север-северо-восточного простирания, относящегося к разрывным нарушениям второго порядка зоны ГУР (рис. 1а). В 3 км южнее Карагайкульского рудопроявления в разломной зоне локализован Вознесенский габбро-диорит-диоритовый массив с абсолютным U-Pb возрастом 412 ± 7 млн. лет (Kosarev et al., 2014). В пределах Вознесенского массива локализованы рудоносные дайки гранитоидов одноименного медно-порфирового и Большекаранского золото-порфирового месторождений (Знаменский, 2021). Яльчигуловский разлом представляет собой транспрессивный сдвиг с позитивной цветочной структурой (Знаменский, 2019). Осевая зона позитивной структуры состоит из серии крутопадающих взбросо-сдвигов (рис. 1б). Фланги образуют пакеты надвиговых пластин, пологопадающих к центру цветочной структуры. В строении пластин участвуют массивные серпентиниты, серпентинитокластические эдафогенные брекчии, осадочные и вулканогенные породы, возраст которых варьирует от среднего ордовика до раннего карбона включительно. Серпентинизированные ультрабазиты, слагающие пластины, представляют собой сильно дислоцированные фрагменты офиолитового разреза лерцолитового типа. Офиолиты этого типа образуют в зоне ГУР на северном окончании Магнитогорской мегазоны ряд массивов (Нуралинский, Татлембетовский и др.) (рис. 1а). Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в рассматриваемой части Магнитогорской мегазоны к моменту заложения внутриокеанической девонской зоны субдукции располагался литосферный блок со слабо деплетированной субконтинентальной мантийной частью (Знаменский, 2021).

Мы предполагаем, что рудоносная дайковая серия Карагайкульского рудопроявления и Вознесенский массив внедрились в разлом, сформировавшийся на начальных стадиях развития субдукционной зоны. В позднем палеозое на месте разлома образовался Яльчигуловский транспрессивный сдвиг.

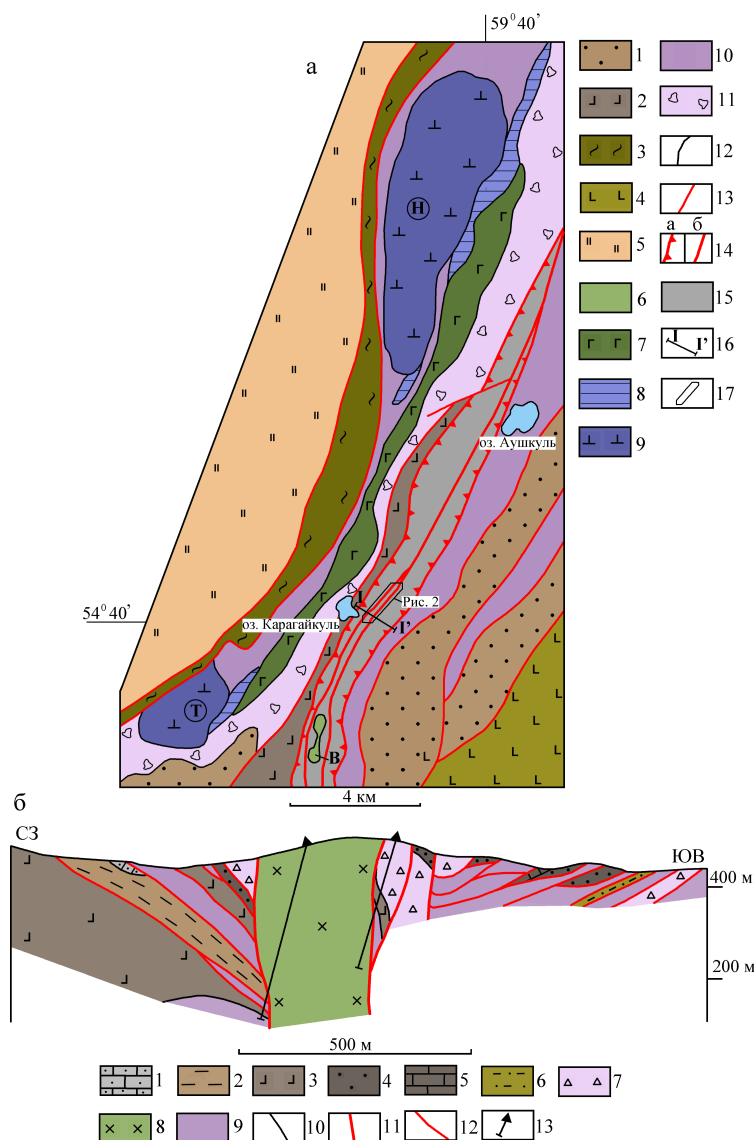


Рис. 1. Фрагмент строения зоны Главного Уральского разлома в окрестностях Карагайкульского рудопроявления и разрез Яльчигуловского транспрессивного сдвига по линии I-I' (б) (Знаменский, 2021). а: 1 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (D_2-C_1); 2 – вулканы основного состава (D_1e_2); 3 – метаморфические сланцы ($S-D_1$); 4 – базальты (O_2); 5 – докембрийские метаморфические комплексы Башкирского мегантиклинория; 6 – Вознесенский (В) габбро-диорит-диоритовый массив; 7–9 – Нуралинский (Н) и Татлембетовский (Т) лерцолитовые массивы: 7 – габброиды, 8 – полосчатые дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы, 9 – гарцбургиты, перемежающиеся с дунитами, шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты; 10 – серпентиниты; 11 – серпентинитовый меланж (тектонизированный олистостром !?) с блоками серпентинитокластических брекчий, пироксенитов, обломочных габбро и диоритов, массивных и обломочных кремней (D_1), известняков (D_1), базальтов (D_1e_2), терригенно-кремнистых и карбонатных пород (D_3-C_1); 12 – геологические границы; 13 – разломы неизвестного кинематического типа; 14–15 – Яльчигуловский транспрессивный сдвиг: 14 – граничные надвиги (а) и взбросо-сдвиги (б), 15 – пакеты тектонических пластин (детальное строение приведено на разрезе I-I'); 16 – линия разреза I-I'; 17 – Карагайкульское рудопроявление. б: 1 – известняки (C_1); 2 – кремни мукасовского горизонта (D_3); 3 – основные вулканы (D_1e_2); 4 – кремнистообломочные породы и массивные кремни (D_1); 5 – известняки (D_1); 6 – кремнистообломочные породы (O_2); 7 – серпентинитокластические брекчии с линзами обломочные габбро-диоритов и диоритов; 8 – роговообманковые габбро-диориты и диориты; 9 – массивные серпентиниты; 10 – геологические границы; 11 – взбросо-сдвиги; 12 – надвиги; 13 – скважины

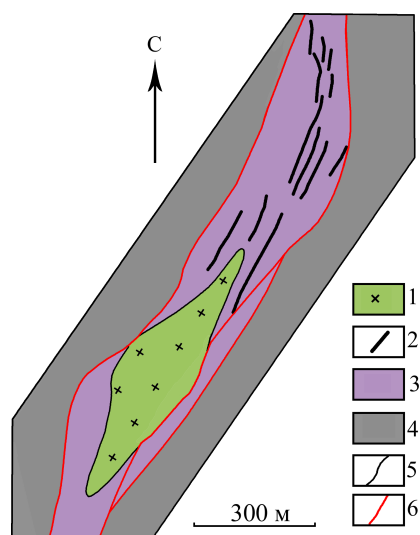


Рис. 2. Геологическая схема Карагайкульского рудопоявления. 1 – габбро-диориты; 2 – дайки габбро, габбро-диоритов и диоритов (мощность показана вне масштаба); 3 – серпентинизированные ультрабазиты и серпентинитокластические брекчи; 4 – пакеты тектонических пластин; 5 – геологические границы; 6 – взбросо-сдвиги, ограничивающие осевую часть Яльчигуловского разлома

В современной структуре рудоносная зона Карагайкульского рудопоявления приурочена к осевой части трансpressивного сдвига (рис. 2). На южном фланге зоны расположено дайкообразное в плане тело габбро-диоритов, вытянутое в северо-восточном направлении на расстояние около 750 м при ширине до 200 м. На его простирании на северном фланге рудопоявления локализована серия даек габбро, габбро-диоритов и диоритов. Они имеют длину по простиранию 50–300 м. Мощность обычно не превышает 2–3 м. Золотоносные кварц-сульфидные штокверки развиты вдоль контактов даек. По архивным данным треста «Башзолото», длина отдельных линейных штокверков достигала 40 м при мощности до 1 м. При этом руды имели высокие содержания Au (до 68 г/т).

Результаты и их обсуждение

Петролого-геохимическая характеристика интрузивных пород

Габбро, габбро-диориты и диориты, слагающие дайки, состоят из плагиоклаза, роговой обманки и небольшого количества клинопироксена. По данным электронно-микроскопического анализа роговая обманка относится к актинолитовой разновидности (табл. 1, рис. 3).

Содержания SiO_2 в породах даек варьирует от 51 до 61 % (табл. 2). На диаграмме TAS фигуративные точки составов попадают в поле пород как нормальной, так и повышенной щелочности (рис. 4а). Субщелочной состав в части проб обусловлен высокими содержаниями K_2O (до 3.75 %). В тоже время на диаграмме отношений малоподвижных при вторичных изменениях элементов $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ точки всех разновидностей даек ложатся в

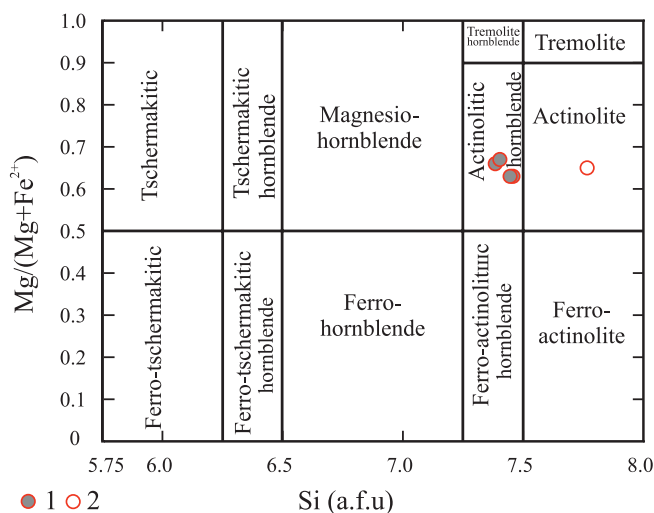


Рис. 3. Состав амфиболов из роговообманкового диорита и околорудных метасоматитов на классификационной диаграмме (Leake, 1978). 1 – магматическая роговая обманка, 2 – актинолит из околорудных метасоматитов. a.f.u. – содержание Si в пересчете количества атомов на формульную единицу

	Магнезиальная роговая обманка	Магнезиальная роговая обманка	Магнезиальная роговая обманка	Магнезиальная роговая обманка	Актинолит
Компоненты/№ анализа	20302e	20302g	20302n	20302b	20302m
SiO_2	50.73	50.66	50.68	50.47	53.33
TiO_2	0.15	0.11	0.01	0.2	-
Al_2O_3	3.86	3.55	3.82	3.43	1.68
FeO	16.7	16.61	16.13	16.92	14.61
MnO	0.5	0.51	0.4	0.61	0.56
MgO	12.63	13.49	13.5	12.67	14.22
CaO	12.56	12.78	12.57	12.48	13.04
Na_2O	0.08	-	0.12	0.15	-
K_2O	-	0.25	0.25	0.18	0.07
Сумма	97.21	97.96	97.48	97.11	97.51
Si	7.453	7.384	7.403	7.448	7.766
$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$	0.625	0.662	0.665	0.625	0.652

Кристаллохимические формулы:

20302e – $\text{Ca}_{1.97}\text{Na}_{0.02}(\text{Mg}_{2.76}\text{Fe}^{2+}_{1.66}\text{Fe}^{3+}_{0.4}\text{Mn}_{0.06})_{4.88}(\text{Si}_{7.45}\text{Al}_{0.67})_{8.12}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

20302g – $\text{Ca}_{1.99}\text{K}_{0.05}(\text{Mg}_{2.93}\text{Fe}^{2+}_{1.5}\text{Fe}^{3+}_{0.53}\text{Mn}_{0.06})_{5.02}(\text{Si}_{7.4}\text{Al}_{0.62})_{8.02}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

20302n – $\text{Ca}_{1.97}\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.047}(\text{Mg}_{2.94}\text{Fe}^{2+}_{1.48}\text{Fe}^{3+}_{0.49}\text{Mn}_{0.05})_{4.96}(\text{Si}_{7.4}\text{Al}_{0.66})_{8.06}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

20302b – $\text{Ca}_{1.97}\text{Na}_{0.04}\text{K}_{0.03}(\text{Mg}_{2.78}\text{Fe}^{2+}_{1.67}\text{Fe}^{3+}_{0.42}\text{Mn}_{0.07})_{4.94}(\text{Si}_{7.45}\text{Al}_{0.6})_{8.1}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

20302m – $\text{Ca}_{2.03}\text{K}_{0.01}(\text{Mg}_{3.08}\text{Fe}^{2+}_{1.65}\text{Fe}^{3+}_{0.13}\text{Mn}_{0.07})_{4.93}(\text{Si}_{7.77}\text{Al}_{0.29})_{8.06}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Табл. 1. Состав амфиболов (мас. %) и их кристаллохимические характеристики. Si – количество катионов в пересчете на 24 атома O

Компоненты/ № пробы	5-12/1	6-12	KP-19-1	7-12/1	10-18/2	6-12/2	10-18/1	KP-19-3	KP-19-7
SiO ₂	51.0	55.0	55.0	56.0	56.0	57.0	57.0	58.0	61.0
TiO ₂	0.23	0.81	0.64	0.28	0.28	0.28	0.28	0.52	0.32
Al ₂ O ₃	17.7	17.8	17.5	16.3	16.1	16.8	16.8	15.4	15.7
Fe ₂ O ₃	3.88	2.00	2.18	1.63	1.53	0.77	0.77	2.2	0.9
FeO	5.28	6.10	5.7	5.25	5.35	3.45	3.45	3.8	3.8
MnO	0.13	0.14	0.13	0.16	0.16	0.1	0.1	0.09	0.12
CaO	8.24	5.68	5.82	8.52	8.54	6.75	6.75	7.95	2.8
MgO	4.60	4.00	5.2	6.00	6.0	4.00	4.0	2.6	3.0
Na ₂ O	1.28	3.05	2.7	2.0	2.1	5.2	5.20	3.4	6.75
K ₂ O	3.75	3.75	1.45	1.88	1.78	3.75	3.75	3.1	3.1
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.11	0.10	0.10	0.15	0.15	0.1	0.1
ППП	3.54	1.72	3.4	2.18	2.07	1.20	1.10	2.54	2.21
SUM	99.75	100.15	99.83	100.3	100.01	99.45	99.35	99.7	99.8
Cr	102.5	10.37	390.0	76.04	80.0	22.55	40.0	50.0	40.0
Co	12.68	13.54	27.0	17.31	20.0	3.69	17.0	17.0	7.0
Ni	14.59	10.37	210.0	15.84	21.0	20.61	70.0	50.0	21.0
Rb	39.54	55.52	22.0	19.02	17.0	13.52	42.0	42.0	36.0
Sr	218.5	400.2	300.0	270.0	300.0	321.9	280.0	240.0	400.0
Y	7.14	7.077	10.0	6.56	8.0	7.79	10.0	10.0	14.0
Zr	30.21	31.91	36.3	22.07	23.2	60.34	33.6	37.6	75.0
Nb	1.74	1.39	2.7	1.33	1.4	3.29	1.3	1.9	4.0
Ta	0.072	0.09	0.16	0.086	0.10	0.2	0.14	0.19	0.28
Mo	0.31	0.10	3.0	0.18	0.36	0.37	0.26	0.4	0.5
Ag	0.13	0.057	0.077	0.11	0.122	0.09	0.054	0.104	0.104
Cd	0.06	0.058	0.25	0.08	0.05	0.10	0.06	0.06	0.09
Sn	1.10	0.61	26.0	5.32	0.51	0.87	0.4	0.44	0.6
Sb	0.32	0.07	0.4	0.11	0.11	0.04	0.09	0.05	0.06
Te	0.03	0.01	0.018	0.05	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01
Cs	1.84	1.81	0.5	0.56	0.42	0.11	0.38	0.43	0.23
Ba	304.0	499.1	350.0	349.9	290.0	809.8	410.0	430.0	1000
La	6.02	7.04	7.0	7.23	6.0	5.27	4.0	4.0	8.0
Ce	12.18	13.53	14.0	14.85	13.0	11.72	8.0	8.0	17.0
Pr	1.57	1.67	1.8	1.87	1.7	1.55	1.1	1.1	2.2
Nd	6.98	7.20	8.0	7.86	7.0	6.75	5.0	5.0	9.0
Sm	1.56	1.55	1.6	1.66	1.4	1.48	1.2	1.3	1.9
Eu	0.54	0.51	0.6	0.50	0.5	0.47	0.5	0.5	0.9
Gd	1.48	1.51	1.7	1.59	1.4	1.50	1.4	1.5	2.0
Tb	0.22	0.23	0.23	0.24	0.21	0.24	0.23	0.23	0.3
Dy	1.46	1.58	1.5	1.61	1.3	1.74	1.5	1.6	1.9
Ho	0.32	0.35	0.33	0.35	0.29	0.40	0.33	0.35	0.4
Er	0.97	1.09	1.0	1.11	0.9	1.32	1.1	1.1	1.4
Tm	0.14	0.17	0.16	0.17	0.14	0.22	0.16	0.16	0.22
Yb	0.99	1.16	1.1	1.17	0.9	1.61	1.1	1.1	1.6
Lu	0.16	0.19	0.18	0.19	0.16	0.27	0.19	0.2	0.28
Hf	0.98	1.21	1.0	1.03	0.8	2.27	1.0	1.0	1.9
Pb	4.74	1.10	200.0	2.37	4.0	1.75	1.0	1.0	1.6
Th	1.77	2.64	2.1	2.07	1.9	1.81	0.9	0.9	2.5
U	0.91	1.22	0.7	0.79	0.6	1.26	0.45	0.48	1.0

Табл. 2. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в интрузивных породах Карагайкульского рудопроявления. 5-12/1 – габбро, 6-12, KP-19-1, 7-12/1, 10-18/2 – габбро-диориты, 6-12/2, 10-18/1, KP-19-3, KP-19-7 – диориты

поле пород нормальной щелочности (рис. 4б). Эти данные позволяют отнести дайки к образованиям нормального ряда. Повышенные содержания K₂O, по всей вероятности, связаны с присутствием в них биотита и калиевого полевого шпата метасоматического генезиса. На диаграмме AFM все типы пород дайковой серии попадают в поле известково-щелочных составов (рис. 4в). Однако по соотношениям Zr и Y карагайкульские магматиты в большинстве проб соответствуют породам переходного

(от толеитового к известково-щелочному) состава. Только две пробы диоритов с повышенными содержаниями Zr (60.34 и 75 г/т) попадают в поле известково-щелочных образований (рис. 4г). При оценке серийной принадлежности предпочтение нами отдается высокозарядным элементам, поскольку они по сравнению с петрогенными элементами менее подвижны при вторичных изменениях (Pearce, 2014; Winchester, Floyd, 1986).

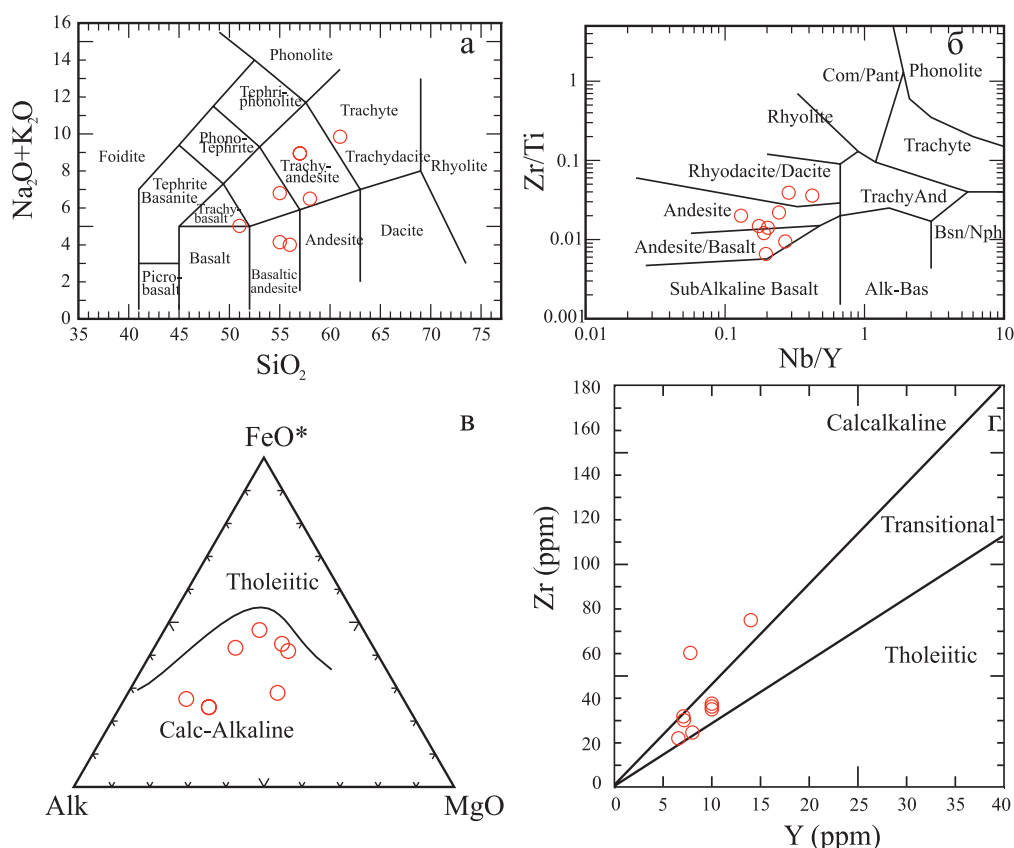


Рис. 4. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (a) (Middlemost, 1994), Nb/Y--Zr/Ti (б) (Winchester, Floyd, 1977), AFM (в) и Zr--Y (г) (MacLean, Barrett, 1993) для интрузивных пород Карагайкульского рудопоявления

Интрузивные породы представляют собой низко- и умереннотитанистые образования ($\text{TiO}_2 = 0.23\text{--}0.81\%$), имеющие высокую магнезиальность ($\text{Mg}^\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в основном > 0.6), повышенные концентрации Cr (в большинстве проб $10.37\text{--}102.5$ г/т), Ni (в большинстве проб $10.37\text{--}70$ г/т) и Ba (в большинстве проб $290\text{--}499.1$ г/т), низкие содержания Y ($6.56\text{--}14$ г/т) и Nb ($1.3\text{--}4$ г/т).

Тренды распределения редких элементов на спайдерграммах демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов, а также наличие отрицательных аномалий Nb, Zr и Ti и положительных аномалий Sr (рис. 5), что отличает надсубдукционные магматиты. Следует отметить, что в двух

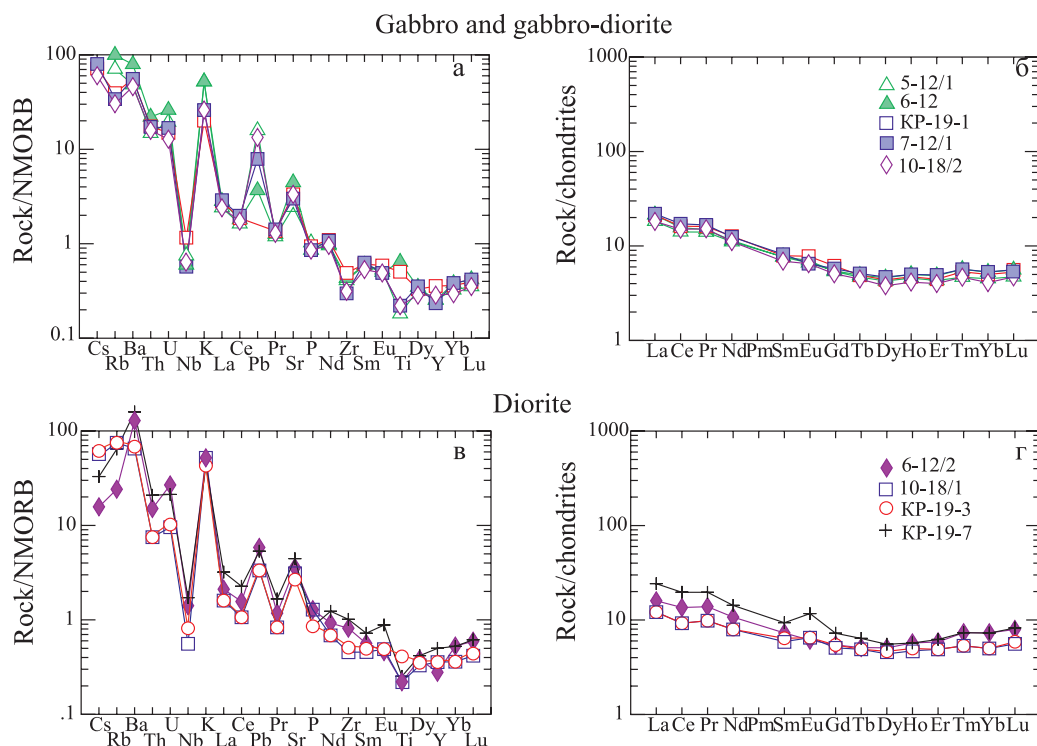


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в интрузивных породах Карагайкульского рудопоявления

пробах дайки имеют нехарактерные для островодужных образований положительные аномалии Ti. Спектры распределения РЗЭ во всех типах пород характеризуются накоплением легких лантаноидов ($La_N/Yb_N = 2.35-4.78$). Аномалии Eu на большинстве спектров не выражены. Среднее значение Eu/Eu^* ($Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{Sm_N \times Gd_N}$) по данным 9 анализов составляет 1.05, что свидетельствует об окисленном состоянии расплавов и/или их высокой флюидонасыщенности (Richards et al., 2012). На высокую флюидонасыщенность расплавов указывает также присутствие в породах в большом количестве роговой обманки.

Таким образом, породы дайковой серии представляют собой надсубдукционные магматиты нормальной щелочности, принадлежащие переходной и отчасти известково-щелочной петрогенетическим сериям. Они сформировались из флюидонасыщенных расплавов, по-видимому, находившихся первоначально в окисленном состоянии.

Возможные источники магм

В настоящее время общепризнано, что основными источниками субдукционных магм являются породы мантийного клина и субдукционный компонент, в состав которого в разных пропорциях могут входить водные флюиды, возникшие при дегидратации пород слэба, и расплавы, образовавшиеся при плавлении осадков и базальтов субдуцирующей океанической плиты.

Состав мантийной составляющей, не модифицированной под действием субдукционного компонента, позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов, инертных во флюидной фазе: Nb/Yb, Ta/Yb и др. Значения Nb/Yb в породах даек Карагайкульского рудопроявления 1.14–2.5 указывают на то, что плавлению подвергался изначально более обогащенный мантийный субстрат, а не деплетированная мантия – MORB

(Nb/Yb=0.76) (McDonough, Sun, 1995). Судя по величинам Ta/Yb, интрузивные породы рудопроявления выплавлялись из субстрата, сопоставимого по составу с примитивной мантией (рис. 6а). Повышенные значения Th/Yb в породе рудопроявления, отражают вклад в их формирование субдукционного компонента.

Значения отношений Sm/Yb (1.09–1.64) (рис. 6б) и Gd_N/Yb_N (0.77–1.53) свидетельствуют об отсутствии в источнике магм граната. Согласно термодинамическим расчетам С.М. Кая и Ц. Мподоциса (Kay, Mpodozis, 2001), гранат устойчив на глубинах более 45–50 км. Повышенные значения La/Nb в интрузивных породах массива (в основном >2) указывают на литосферную природу источника (рис. 6в). По всей вероятности, им являлись шпинелевые перидотиты литосферной мантии, которая, как отмечалось выше, имела в начале девона в северной части Магнитогорской мегазоны слабо деплетированный состав. К аналогичному выводу пришел один из авторов настоящей статьи при изучении источников магм Вознесенского массива и его рудоносных дайковых серий (Знаменский, 2021).

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата используются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. Весьма информативными являются парные отношения Ba/La и La/Yb (Castillo et al., 1999). На диаграмме Ba/La–La/Yb точки значений этих отношений в дайках Карагайкульского рудопроявления группируются вдоль линии смешения MORB-флюид/осадок (рис. 6г), что свидетельствует о ведущей роли в магматогенезе элементов, мобильных во флюидной фазе.

Таким образом, геохимические данные дают основание полагать, что основным источником расплавов для даек Карагайкульского рудопроявления, скорее всего,

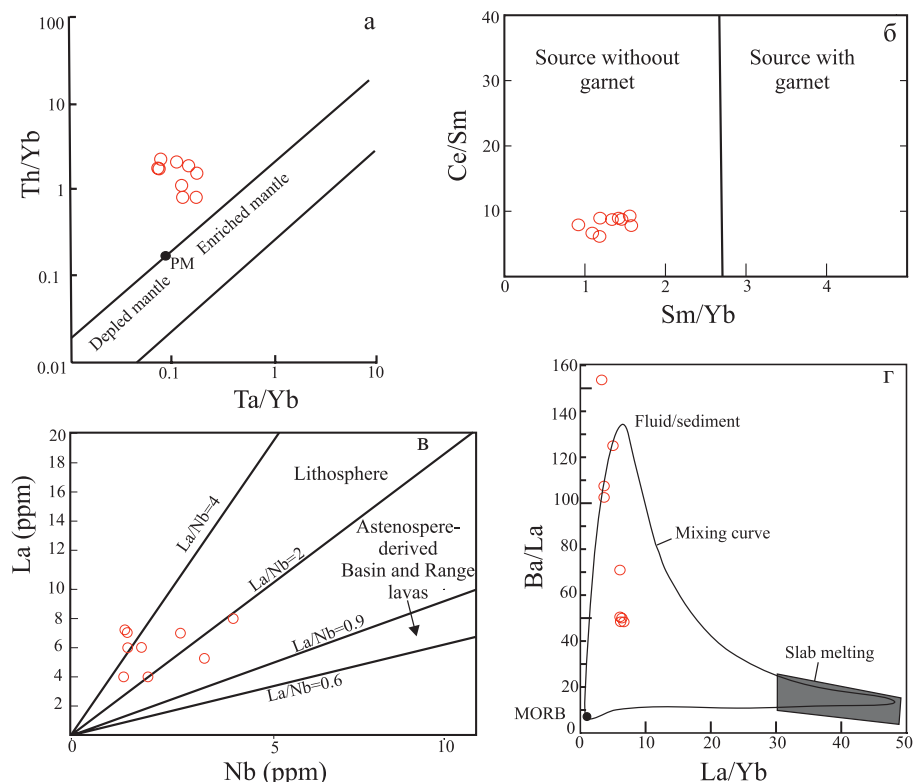


Рис. 6. Диаграммы Th/Yb–Ta/Yb (а) (Pearce, 1983), Ce/Sm–Sm/Yb (б) (Coban, 2007), La–Nb (в) (Putrika, Busby, 2007) и Ba/La–La/Yb (г) (Castillo et al., 1999) для интрузивных пород Карагайкульского рудопроявления

служили шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, предварительно метасоматизированные водными флюидами.

Минеральный состав околорудных метасоматитов и руд

По результатам петрографических и электронно-микроскопических исследований в составе околорудных метасоматитов, образовавшихся по интрузивным породам, установлены следующие минералы: калиевый полевой шпат, биотит, актинолит, эпидот, хлорит, пумпеллиит и кварц (табл. 1, 3, рис. 8а, б, в). Кроме того, плагиоклаз в околорудном ореоле подвергся альбитизации. Калиевый полевой шпат, образующий редкие мелкие выделения, трудно диагностируемые под микроскопом, по составу близок к ортоклазу. Биотит слагает в основном тонко-чешуйчатые агрегаты, развитые в прожилках. Он был диагностирован по оптическим свойствам (по высокому двупреломлению и прямому погасанию в скрещенных николях, характерному плеохроизму в буроватых тонах в проходящем свете). Актинотит по химическому составу соответствует кальциевым амфиболам (рис. 3) (Leake, 1978). Хлорит представлен железисто-магнезиальной разновидностью – пикнохлоритом (рис. 7). Актинотит, хлорит и эпидот развиваются в основном по роговой обманке и клинопироксену. Изученная ассоциация вторичных минералов относится к пропилитам биотит-актинолитовой фации (Метасоматизм..., 1998). С помощью хлоритового геотермометра была определена температура образования пропилитов Карагайкульского рудопроявления. По методу М. Кателино (Cathelineau, 1988) она составляет 287–309°C, а по методу Е.Ц. Джоветта

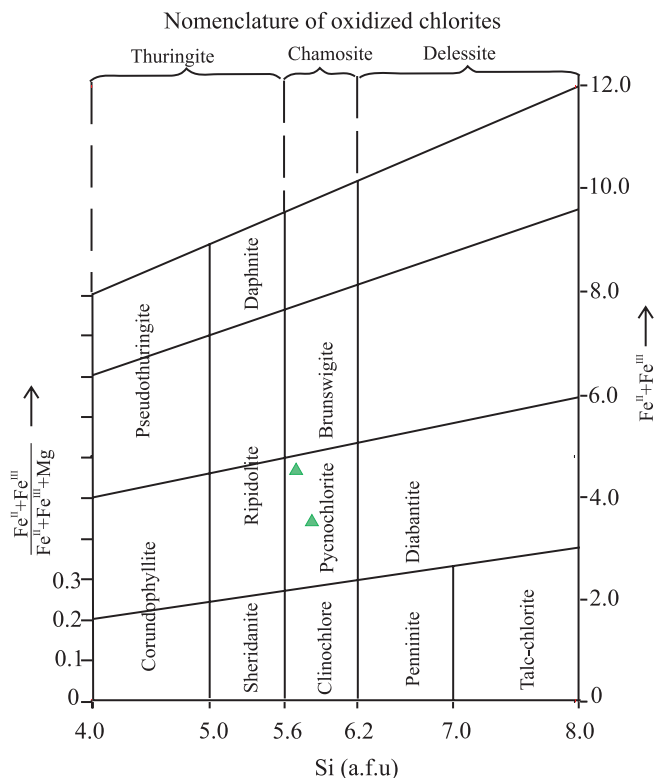


Рис. 7. Состав хлоритов на классификационной диаграмме (Hey, 1954)

(Jowett, 1991) – 290–317°C (табл. 4). Полученные значения соответствуют нижнему Т-пределу устойчивости биотит-актинолитовой ассоциации пропилитов, общий интервал температуры образования которой оценивается в 350–300°C (Метасоматизм..., 1998). Присутствие в

№ анализа	Минералы	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO	MnO	NiO	FeO	H ₂ O	CO ₂	Сумма
20302с	К-пол.шпат	-	0.17	16.61	-	-	18.24	64.36	-	-	-	-	-	-	-	99.48
20302d	пумпеллиит	3.57	-	-	-	-	25.09	37.82	-	23.71	-	-	3.54	-	-	93.73
20302f	эпидот	0.28	-	-	-	-	25.11	38.27	-	24.50	0.04	-	9.27	-	-	97.48
20302h	хлорит	17.74	-	-	-	-	18.11	28.14	-	-	0.16	-	24.48	11.00	-	99.63
20302o		13.07	-	-	-	-	19.28	27.50	-	-	0.4	-	30.84	9.00	-	100.09
20303j		20.31	-	-	-	-	-	-	-	29.98	1.70	-	0.39	-	48.00	100.37
20303a	доломит	21.84	-	-	-	-	-	-	-	30.26	0.50	-	0.44	-	47.00	100.06
20303b	магнезит	45.99	-	-	-	-	-	-	-	0.40	1.27	-	1.74	-	51.00	100.40
20303g		3.03	-	-	22.69	-	-	-	0.10	-	1.54	-	68.48	-	-	95.83
20303h	хромо-магнетит	1.23	-	-	6.64	90.61	-	-	0.21	-	0.28	0.21	-	-	-	99.18
20303k		0.86	-	-	2.18	95.69	-	-	0.16	-	-	0.28	-	-	-	99.18
20303с	серпентин	41.48	-	-	-	-	1.00	44.75	-	-	0.10	-	2.28	10.00	-	99.62
20303i		43.31	-	-	-	-	-	44.24	-	-	-	0.17	1.58	10.00	-	99.29

Кристаллохимические формулы:

20302с (К-пол. шпат) – $K_{0.99}Na_{0.015}Al_1Si_{2.99}O_8$ (на 5 катионов и 8 атомов О)

20302d (пумпеллиит) – $Ca_{2.01}(Al_{0.34}Mg_{0.42}Fe_{0.23})_{0.99}Al_2(Si_{0.99}O_4)(Si_2O_7)(OH)_2H_2O$ (на 8 катионов)

20302f (эпидот) – $Ca_{2.05}(Al_{2.31}Fe_{0.61}Mg_{0.03})_{2.95}Si_{2.99}O_{12}(OH)$ (на 8 катионов)

20203j (доломит) – $Ca_1(Mg_{0.94}Mn_{0.04}Fe_{0.01})_{0.99}(CO_3)_2$ (на 2 катиона)

20303a (доломит) – $Ca_{0.98}(Mg_{0.98}Mn_{0.13}Fe_{0.01})_{1.12}(CO_3)_2$

20303b (магнезит) – $(Mg_{0.96}Fe_{0.02}Mn_{0.01}Ca_{0.006})CO_3$ (на 3 атома О и на 1 катион)

20203g (хромомагнетит) – $Fe^{2+}_{0.79}O(Fe^{3+}_{1.33}Cr_{0.67}Mg_{0.17}Mn_{0.05}Ti_{0.003})_{2.22}O_3$ (на 3 катиона)

20303h (хромомагнетит) – $Fe^{2+}_{0.93}O(Fe^{3+}_{1.80}Cr_{0.19}Mg_{0.06}Mn_{0.008}Ti_{0.005}Ni_{0.006})_{2.06}O_3$

20303k (хромомагнетит) – $Fe^{2+}_{0.95}O(Fe^{3+}_{1.93}Cr_{0.06}Mg_{0.05}Ni_{0.008}Ti_{0.004})_{2.05}O_3$

20303с (серпентин) – $(Mg_{5.63}Fe_{0.17}Al_{0.11}Mn_{0.008})_{5.92}Si_4O_{10.26}(OH)_{7.74}$ (на 10 катионов)

20303i (серпентин) – $(Mg_{5.86}Fe_{0.12}Ni_{0.01})_{5.99}Si_4O_{10.03}(OH)_{7.96}$

Табл. 3. Химический состав минералов околорудных метасоматитов (мас. %)

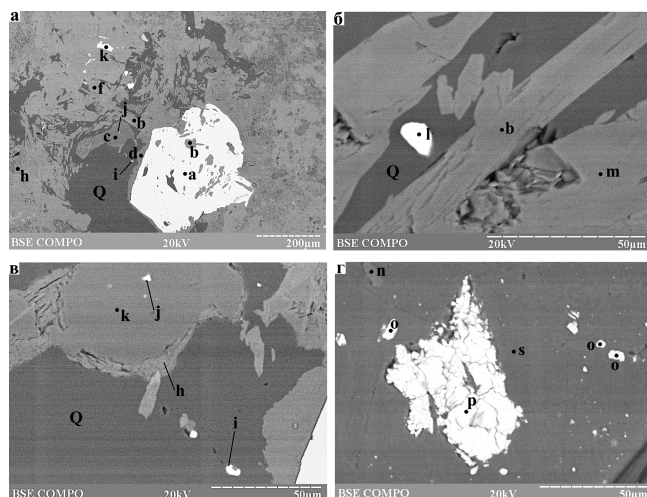


Рис. 8. Фотографии околорудных метасоматитов, полученные на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М. а, б, в – пропилиты, содержащие сульфидную вкрапленность и реликтовую магматическую роговую обманку. г – включения доломита, хромо-магнетита и виоларита в серпентине. а – пирит, б – розовая обманка, с – калиевый полевой шпат, d – пумпеллит, f – эпидот, h – хлорит, i – галенит, j – пентландит, k – халькопирит, l – пирротин, m – актинолит, n – доломит, o – хромомагнетит, p – виоларит, Q – кварц, s – серпентин

пропилитах биотита и актинолита указывает на высокую активность в минералообразующем флюиде магния и калия, что может служить одним из признаков его магматогенного происхождения.

Околорудные метасоматиты, образовавшиеся по серпентинизированным ультрабазитам, имеют более простой состав. В них, помимо преобладающего серпентина, обнаружены доломит, магнезит и хромомагнетит (табл. 3, рис. 8г).

Рудоносные кварц-сульфидные штокверки концентрируются в дайках и редко переходят во вмещающие ультрабазиты. В них установлены пирит, халькопирит, галенит, пентландит и пирротин (табл. 5). В метасоматизированных ультрабазитах обнаружен высоконикелевый сульфид виоларит, ранее не встречавшийся на порфировых месторождениях Урала (табл. 5). Формы нахождения золота в рудах не изучены.

Таким образом, дайки в околорудном ореоле подверглись пропилитизации биотит-актинолитовой фации, а

№ анализа	20302h	20302o
Коэффициенты в формуле (в пересчете на 20 O)		
Si	5.83	5.70
Al	4.42	4.71
Al ^{IV}	2.17	2.30
Al ^{VI}	2.26	2.40
Fe ^{III}	-	-
Fe ^{II}	4.24	5.33
Mn	0.03	0.07
Mg	5.48	4.03
Ca	-	0.16
X _{Fe}	0.44	0.57
T ₁ , °C	287	309
T ₂ , °C	290	317
Кристаллохимические формулы (в пересчете на 10 O):		
20302h –	(Mg _{2.74} Fe _{2.12} Al _{1.14}) ₆ (Si _{2.92} Al _{1.07}) ₄ O ₁₀ OH ₈	
20302o –	(Mg _{2.03} Fe _{2.69} Al _{1.28}) ₆ (Si _{2.87} Al _{1.09}) ₄ O ₁₀ OH ₈	

Табл. 4. Формульные количества хлоритов и температура их образования. X_{Fe} – коэффициент железистости (Fe^{II}+Fe^{III})/(Fe^{II}+Fe^{III}+Mg). Температура рассчитана по хлоритовым геотермометрам: T_p, °C – по (Cathelineau, 1988), T₂, °C – по (Jowett, 1991)

ультрабазиты были карбонатизированы. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, пентландитом, пирротин и виоларитом.

Закключение

Как видно из приведенных выше данных, габбро, габбро-диориты и диориты рудоносной дайковой серии Карагайкульского рудопоявления представляют собой надсубдукционные образования нормальной щелочности, относящиеся к переходной и отчасти к известково-щелочной петрогенетическим сериям. Наиболее вероятным источником магматических расплавов являлись шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, предварительно метаморфизованные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород слэба. Дайки подверглись в околорудном ореоле пропилитизации биотит-актинолитовой фации, а вмещающие их серпентинизированные ультрабазиты – карбонатизации. Температура образования пропицитов составляет 287–317°C. В составе рудных минералов установлены пирит, халькопирит, галенит, пентландит, пирротин и виоларит.

№ анализа	Минералы	S	Fe	Pb L	Co	Ni	Cu	Сумма
20302a	пирит	53.15	46.17	-	-	-	-	99.32
20302i	галенит	13.75	-	85.99	-	-	-	99.74
20302j	пентландит	33.26	29.72	-	0.53	35.75	-	99.27
20302k	халькопирит	34.56	30.36	-	-	-	34.9	99.82
20302l	пирротин	38.82	60.15	-	-	0.28	-	99.25
20303d	виоларит	42.38	16.35	-	2.16	38.68	-	99.57
20303e	виоларит	42.14	18.23	-	2.34	36.53	-	99.24
20303f	виоларит	42.66	12.96	-	2.37	41.53	-	99.51

Кристаллохимические формулы:

20302a (пирит) – Fe_{0.99}S₂

20302i (галенит) – Pb_{0.96}S₁

20302j (пентландит) – (Fe_{4.09}Ni_{4.68}Co_{0.07})S₈

20302k (халькопирит) – Cu₁Fe₁S₂

20303d (пирротин) – Fe_{7.09}Ni_{0.03}S₈

20302d (виоларит) – Fe_{0.88}(Ni_{1.99}Co_{0.11})_{2.1}S₄

20303e (виоларит) – Fe_{0.88}(Ni_{1.89}Co_{0.12})₂S₄

20302f (виоларит) – Fe_{0.69}(Ni_{2.12}Co_{0.12})_{2.24}S₄

Табл. 5. Химический состав (мас. %) рудных минералов

Геохимическими и минералогическими особенностями Карагайкульского золото-порфирового рудопоявления, в значительной мере, обусловленными геодинамической обстановкой его формирования на начальных стадиях заложения и развития энзиматической островной дуги среди ультрабазитов, являются повышенные содержания сидерофильных элементов в рудоносных интрузивных породах и присутствие в рудах нетипичных для порфировых месторождений минералов, таких как пентландит и виоларит.

Финансирование/Благодарности

Исследования выполнены в рамках Программы государственного заказа Института геологии УФИЦ РАН (FMRS-2022-0011).

Авторы хотели бы выразить признательность рецензентам за внимательное ознакомление с рукописью статьи и конструктивные замечания.

Литература

- Вотьяков С.Л., Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К., Денисов С.А., Чемпалов А.П., Узких С.Э., Орехов А.А. (2006). Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой нВ ELAN 9000. *Ежегодник-2005. Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого*, 153, с. 425-430.
- Грабежев А.И. (2009). Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера*, 6, с. 66-89.
- Знаменский С.Е. (2019). Позитивная цветочная структура Яльчигуловского разлома на Южном Урале. *Геологический вестник*, 2, с. 24-31. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-2
- Знаменский С.Е. (2021). Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото-и медно-порфировое оруденение. *Литосфера*, 21(3), с. 365-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385
- Метасоматизм и метасоматические породы (1998). Под ред. В.А. Жарикова. Москва: Научный мир, 492 с.
- Пучков В.Н. (2010). Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp. 33-51. DOI: 10.1007/s004100050467
- Cathelineau M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay minerals*, 23(4), pp. 471-485. DOI: 10.1180/claymin.1988.023.4.13
- Coban H. (2007). Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: a comparison between eastern, central western Anatolia. *Earth Sci. Rev.*, 80, pp. 219-239. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.08.006
- Hey M.H. (1954). A new review of chlorites. *The mineralogy magazine and journal of the mineralogical society*, 30(224), pp. 278-292. <http://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Jowett E. C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Geological Association of Canada+MAC+SEG Joint Annual Meeting*. Toronto. A 62 p.

- Kay S.M., Mpodozis C. (2001). Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA Today*, 11, pp. 4-9. DOI: 10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT.2.0.CO;2
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2014). New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 495(1), pp. 1317-1321. DOI: 10.1134/S1028334X1411004X
- Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, pp. 1023-1052.
- MacLean, W.H., Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, pp. 109-133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4
- McDonough W. F., Sun S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, pp. 215-224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9
- Pearce J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications, pp. 230-249.
- Pearce J.A. (2014). Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10, pp. 101-108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017). Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 85, pp. 153-173. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.002
- Putrica K., Busby C. (2007). The tectonic significance of high-K2O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, 35(10), pp. 923-926. DOI: 10.1130/G23914A.1
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T. (2012). High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107, pp. 295-332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(4), pp. 325-343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2

Сведения об авторах

Сергей Евгеньевич Знаменский – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, Уфа, К.Маркса, д. 16/2

Александр Михайлович Косарев – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Гульнара Турдибаевна Шафигуллина – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Статья поступила в редакцию 10.01.2022;

Принята к публикации 04.08.2022;

Опубликована 30.09.2022

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Karagaikul gold-porphyric ore occurrence (South Urals): geochemistry and petrogenesis of intrusive rock, composition of minerals of near-ore metasomatites and ores

S.E. Znamensky*, A.M. Kosarev, G.T. Shafigullina

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

*Corresponding author: Sergey E. Znamensky, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Abstract. The petrological and geochemical characteristics of intrusive rocks, sources of magmatic melts, as well as the composition of minerals of near-ore metasomatites and ores of the Karagaikul gold-porphyry ore occurrence located in the Main Ural fault zone in the South Urals have been studied. The content of petrogenic oxides was determined by the silicate method, rare elements – using ICP-MS analysis on a quadrupole mass spectrometer ELAH 9000. The composition of minerals was studied using electron microscopic analysis on a scanning electron microscope REMMA-202M. It was found that gabbro, gabbro-diorite and diorite of the ore-bearing dyke series of the Karagaikul ore occurrence are suprasubduction magmatites of normal alkalinity belonging to the transitional and calc-alkaline petrogenetic series. They were formed from fluid-saturated melts. The main source of melts for intrusive rocks was most likely spinel peridotites of the suprasubduction lithospheric mantle, previously metasomatized by aquatic fluids that arose during the dehydration of rocks of the subducting oceanic plate. The dykes underwent propylitization of the biotite-actinolite facies in a near-ore halo (paragenesis: biotite + actinolite + epidote + orthoclase + albite + quartz + chlorite + pumpelliite), and the host serpentinized ultrabasites – carbonatization (chromogenesis: dolomite + magnesite). According to the chlorite geothermometer, the temperature of propylite formation is 287–317 °C. Sulfide minerals in gold-bearing stockworks are represented by pyrite, chalcopyrite, galena, pentlandite, pyrrhotine, and violarite.

Keywords: South Urals, gold-porphyry mineralization, dykes, diorites, suprasubduction mantle, propylites

Acknowledgements

The studies were carried out within the framework of the State Order Program of the Institute of Geology of the Ural Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (FMRS-2022-0011).

The authors would like to thank reviewers for carefully reading the manuscript and comments.

Recommended citation: Znamensky S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2022). Karagaikul gold-porphyric ore occurrence (South Urals): geochemistry and petrogenesis of intrusive rock, composition of minerals of near-ore metasomatites and ores. *Georesursy = Georesources*, 24(3), pp. 187–196. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.16>

References

- Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp. 33–51. DOI: 10.1007/s004100050467
- Cathelineau M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay minerals*, 23(4), pp. 471–485. DOI: 10.1180/claymin.1988.023.4.13
- Coban H. (2007). Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: a comparison between eastern, central western Anatolia. *Earth Sci. Rev.*, 80, pp. 219–239. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.08.006
- Grabezhev A.I. (2009). Sr-Nd-C-O-H-S isotope-geochemical description of South Urals porphyry-copper fluid-magmatic systems: Probable sources of matter. *Lithosphere (Russia)*, 6, pp. 66–89. (In Russ.)
- Hey M.H. (1954). A new review of chlorites. *The mineralogy magazine and journal of the mineralogical society*, 30(224), pp. 278–292. <http://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Jowett E. C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Geological Association of Canada+MAC+SEG Joint Annual Meeting*. Toronto. A 62 p.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001). Central Andean ore deposits linked to

evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA Today*, 11, pp. 4–9. DOI: 10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT.2.0.CO;2

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2014). New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 495(1), pp. 1317–1321. DOI: 10.1134/S1028334X1411004X

Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, pp. 1023–1052.

MacLean, W.H., Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, pp. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4

McDonough W. F., Sun S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223–253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Metasomatism and metasomatic rocks (1998). Ed: V.A. Zharikov. Moscow: Naychnyi mir, 492 p. (In Russ.)

Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, pp. 215–224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9

Pearce J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications, pp. 230–249.

Pearce J.A. (2014). Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10, pp. 101–108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101

Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Selmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017). Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 85, pp. 153–173. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.002

Puchkov V.N. (2010). Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: DesignPoligraphService, 280 p. (In Russ.)

Putrka K., Busby C. (2007). The tectonic significance of high-K2O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, 35(10), pp. 923–926. DOI: 10.1130/G23914A.1

Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. (2012). High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107, pp. 295–332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295

Votyakov S.L., Kiseleva D.V., Shagalov E.S., Cherednichenko N.V., Deryugina L.K., Denisov S.A., Chempalov A.P., Uzikh S.E., Orekhov A.A. (2006). Multielement analysis of geological samples by inductively coupled plasma mass spectrometry on an ELAN 9000. *Ezhgodnik-2005*. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 153, pp. 425–430. (In Russ.)

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(4), pp. 325–343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2

Znamensky S.E. (2019). The positive flower structure of the Yalchigulovsky fault in the Southern Urals. *Geologicheskii vestnik*, 2, pp. 24–31. (In Russ.). <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-2>.

Znamensky S.E. (2021). Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization. *Lithosphere (Russia)*, 21(3), pp. 365–385. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

About the Authors

Sergey E. Znamensky – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2 K. Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Alexandr M. Kosarev – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Gulnara T. Shafigullina – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Manuscript received 10 January 2022;

Accepted 4 August 2022;

Published 30 September 2022