

УДК 550.93: 553.065.4 (571.56+571.65)

А.Н. Глухов¹, В.В. Прийменко², А.А. Самсонов³

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

ФГБУН «Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт имени Н.А. Шило» ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of Far East Branch RAS,
685000, Magadan, Portovaya str., 6

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрены некоторые аспекты генезиса важных в промышленном отношении палеозойских эпиптермальных месторождений золота Омолонского массива. Их возраст по результатам Ar-Ar датирования руд на 20–30 млн лет моложе, чем у вулканических комплексов кедонской серии девона, с которыми эту минерализацию традиционно связывают. Для палеозойского окраинно-континентального магматизма Омолонского массива выделен этап постсубдукционного рифтогенеза, характеризовавшийся формированием вулкано-плутонических ассоциаций шошонит-латитового состава. На этом этапе, хронологические границы которого определяются как 335–286 млн лет, сформировались рассматриваемые руды. Парагенетической связью с рифтогенными шошонит-латитовыми комплексами объясняются такие специфические особенности палеозойского эпиптермального золотого оруденения Омолонского массива, как высокое золото-серебряное отношение, низкая сульфидность руд, широкое развитие флюорита и теллуридов, низкие значения первичного изотопного отношения Sr (0,703–0,706).

Ключевые слова: эпиптермальные месторождения золота, палеозойский, рифтогенный этапы, шошонит-латитовый состав.

Some aspects of the genesis of industrially important Paleozoic epithermal gold deposits of the Omolon massif are considered. According to the results of Ar-Ar dating of ores, their age is 20–30 Ma younger than that of the volcanic complexes of the Kedonian volcanic belt of the Devonian, with which this mineralization is traditionally associated. For the Paleozoic continental marginal magmatism of the Omolon massif, we have identified a stage of post-subduction rifting, characterized by the formation of volcano-plutonic associations of shoshonite-latite series. The authors suppose that it was at this stage, the chronological boundaries of which are determined as 335–286 Ma, that the ores under consideration were formed. The paragenetic connection with riftogenic shoshonite-latite series explains such specific features of the Paleozoic epithermal gold mineralization of the Omolon massif, such as high gold-silver ratio, low ore sulfide content, widespread development of fluorite and tellurides, low values of the primary Sr isotope ratio (0,703–0,706).

Keywords: epithermal gold deposits, Paleozoic, riftogenic, shoshonite-latite.

Введение. В аккреционной структуре Северо-Востока Азии среди других террейнов выделяется Омолонский массив (кратонный террейн, далее ОМ). В его пределах находятся крупные эпиптермальные месторождения золота — Кубака и Биркачан (рис. 1), на протяжении более чем 20 лет представляющие основу рудной золотодобычи в Магаданской области. Эти месторождения, а также другие аналогичные объекты (Бургали, Елочка, Ольча), приурочены к палеозойским вулканическим толщам, однако их возраст уже многие годы составляет предмет дискуссий. Сразу оговоримся, что из-за низкого содержания

серебра в рудах этих объектов и высоких значений золото-серебряного отношения (1:1–1:3) корректнее характеризовать это оруденение именно как золотое, а не золото-серебряное. Одни авторы отстаивают точку зрения о дораннекаменноугольном возрасте руд этих месторождений [Котляр, 2000; Степанов и др., 1998], другие — о позднемезозойском [Лейер и др., 1997; Наталенко и др., 2002], согласно третьей точке зрения — руды этих объектов формировались в несколько этапов, включая позднемезозойский [Савва, 2018; Сидоров и др., 2021]. Этот вопрос имеет не только теоретический, но и прикладной аспект,

¹ СВКНИИ ДВО РАН, ст. науч. с.; e-mail: gluhov76@list.ru

² СВКНИИ ДВО РАН, мл. науч. с.; e-mail: priymenkovladimir@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, вед. инженер; e-mail: samsonov@geol.msu.ru

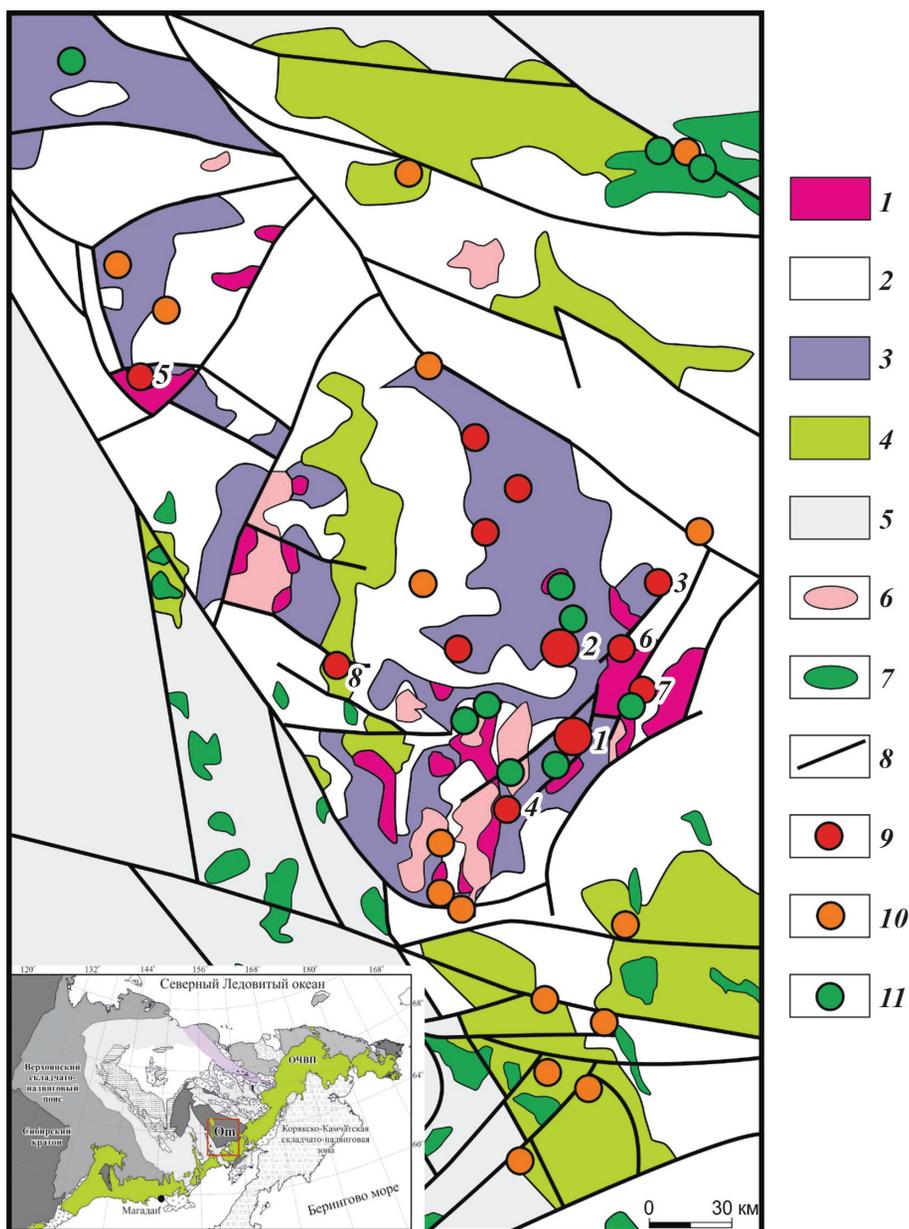


Рис. 1. Тектоно-минерогеническая схема Омолонского массива: 1, 2 — Омолонский массив (кратонный террейн): 1 — дорифейский кристаллический фундамент, 2 — рифейско-среднеюрский и верхнеюрско-меловой структурный ярусы; 3, 4 — вулканогенные пояса: 3 — Кедонский, 4 — Охотско-Чукотский и Олойский; 5 — террейны складчатого обрамления; 6, 7 — гранитоиды: 6 — палеозойские, 7 — позднемезозойские; 8 — разломы; 9–11 — месторождения и рудопроявления: 9 — эпитермальные золотые, 10 — эпитермальные золото-серебряные, 11 — медно-порфировые.

Цифрами обозначены месторождения и рудопроявления, упомянутые в статье: 1 — Кубака, 2 — Биркачан, 3 — Бургали, 4 — Елочка, 5 — Ольча, 6 — Нижний Биркачан, 7 — Орлиное, 8 — Упрямое

поскольку важен для создания адекватной геолого-поисковой модели объектов этого типа. В статье мы обосновываем новую точку зрения на возраст эпитермальных золотых руд и место Омолонского массива в тектоно-магматической эволюции региона.

Материалы и методы исследований. Химический состав магматических пород определен в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (Москва). Анализы выполняли методами атомно-эмиссионной спектрометрии и ICP-MS после сплавления с метабора́том лития и кислотного растворения.

Возраст образования руд определялся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) по монофракциям адуляра. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования проводили методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009]. Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11 (K/Ar возраст 313 млн лет) и биотитом LP-6 (128,1 млн лет), которые использовали в качестве

мониторов, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона выполнены на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 2\sigma$. Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, Cl, K, использована следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,00073 \pm 0,000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,00032 \pm 0,000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0,0641 \pm 0,0001$. Для оценки надежности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

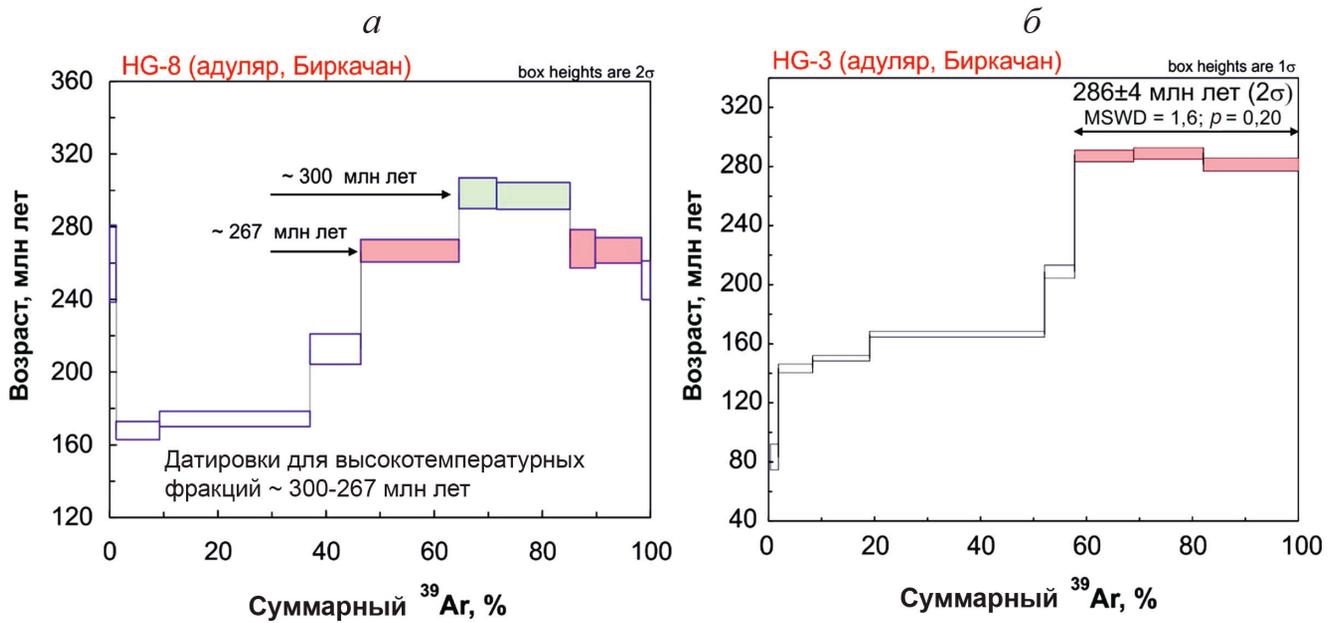


Рис. 2. Результаты Ar-Ar датирования адуляров (из рудных жил месторождения Биркачан (а — по пробе HG-8, б — по пробе HG-3)

принимали следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из трех ступеней (горизонтальный спектр значений возраста) с более чем 50% выделившегося кумулятивного ^{39}Ar ($\text{СКВО} < 2,5$); 2) конкордантность значений возраста плато и изохроны с учетом погрешностей; 3) изохрона пересекает значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ близко к 295,5.

Геологическое строение района. В структуре ОМ выделяются архейско-протерозойский фундамент и рифейско-мезозойский терригенно-карбонатный чехол (рис. 1). Продукты фанерозойского окраинно-континентального магматизма здесь представлены тремя вулканоплутоническими поясами: Кедонским (КВП), Олойским (ОВП), Охотско-Чукотским (ОЧВП). Ассоциации КВП широко развиты и известны под наименованием кедонская серия. Им посвящено достаточно много публикаций [Акинин и др., 2020; Гагиев и др., 2000; Гагиева, Жуланова, 2011; Горячев и др., 2017; Лычагин и др., 1987]. Кедонская серия включает три толщи (снизу вверх) [Гагиев и др., 2000]: 1) лавы и туфы андезибазальтов и трахириодацитов, 2) игнимбриты риолитов и риодацитов, 3) лавы и туфы андезитов и дацитов. Эффузивы тесно связаны с малыми гипабиссальными гранитоидными интрузиями, которые относят к булунскому и алы-юряхскому комплексам [Горячев и др., 2017]. Вулканиды и интрузивные тела вмещают эпитермальные месторождения и рудопроявления золота, как крупные (Кубака, Биркачан), так и мелкие (Елочка, Бургали, Ольча), а также непромышленную медно-порфировую минерализацию [Горячев и др., 2017].

Результаты исследований и их обсуждение. Изверженные породы КВП охарактеризованы достаточно большим количеством изотопных определений возраста [Гагиева, Жуланова, 2011; Горячев и

др., 2017; Котляр, Русакова, 2004], однако среди них преобладают устаревшие K-Ar и Rb-Sr датировки. Новые U-Pb датировки циркона из вулканитов кедонской серии показали их позднедевонский (фамен) возраст [Акинин и др., 2020], причем для нижней толщи установлены даты около 373 ± 4 млн лет, а для вышележащих — от 356 ± 6 до 369 ± 2 млн лет; Rb-Sr датировки этих толщ составляют 337–377 млн лет [Акинин и др., 2020]. Возраст пород, завершающих разрез кедонской серии, по палеофитологическим данным оценивался как позднефаменский [Гагиев и др., 2000]. U-Pb датировки прорывающих вулканитов гранитоидов булунского комплекса составили $375\text{--}369 \pm 3$ млн лет [Акинин и др., 2020]. Как принято считать [Гагиев и др., 2000; Горячев и др., 2017], верхняя возрастная граница кедонской серии маркируется несогласно перекрывающимися ее углестыми аргиллитами корбинской свиты, содержащими раннекаменноугольную флору [Терехов, 1979]. Резюмируя, возраст КВП по палеофитологическим данным оценивается как живет-фаменский [Гагиев и др., 2000; Терехов, 1979], а по изотопным — как фаменский [Акинин и др., 2020].

Данные о изотопном возрасте эпитермальных золотых руд ОМ неоднозначны. Ранее нами был определен Ar-Ag возраст адуляра из рудной жилы месторождения Кубака, который составил $299 \pm 3,5$ млн лет; жила рассечена дайкой трахибазальтов с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом плато 179 ± 8 млн лет [Акинин и др., 2020]. Наиболее древние Rb-Sr датировки этих руд укладываются в диапазон 335–324 млн лет [Степанов и др., 1998]. U-Pb возраст рудовмещающих туфов трахиандезитов — $369,5 \pm 2$ млн лет [Акинин и др., 2020], их же возраст, определенный Rb-Sr методом, составил 337–344 млн лет [Котляр, 2000]. Полученный нами Ar-Ag возраст по пробе адуляра

NG-3 из жил месторождения Биркачан составил $286 \pm 3,3$ млн лет (СКВО = 0,91, $p = 0,43$, выход $^{39}\text{Ar} = 66\%$ по четырем ступеням, рис. 2). Для пробы NG-8 плато не получено, однако результаты исследований все же позволяют заключить, что возраст оруденения не моложе 267–300 млн лет.

Считается, что эпитеpмальная золотая и золото-серебряная минерализация адуляр-серицитового типа (низкосульфидированного типа, low sulfidation) на активных континентальных окраинах формируется после завершения основного «субдукционного» андезит-дацитового вулканизма [Sillitoe, Hedenquist, 2003] и представляет собой продукт высокотемпературных геотермальных систем, тесно связанных с поздним кальдерным вулканизмом [Леонов, 1989; Hedenquist, 1987]. Кальдерообразование связано с верхнекоровыми магматическими очагами, возникшими в результате термального воздействия глубинных базальтов [Леонов, Гриб, 2004; Мартынов, 1999]. Излияния этих базальтов, имеющих геохимические признаки мантийного происхождения, маркируют завершение формирования всех субдукционных магматических дуг и переход к рифтогенному растяжению [Мартынов, 1999]. Данные для хорошо изученных металлогенических провинций с эпитеpмальным золотым и золото-серебряным оруденением показывают, что хронологический интервал между формированием вулканических ассоциаций кальдерного комплекса и минерализации в большинстве случаев не превышает 3–5 млн лет [Guillou-Frottier et al., 2000]. Для областей современного вулканизма временной разрыв между кальдерными образованиями и высокотемпературными геотермальными системами еще меньше — не более 0,5 млн лет [Леонов, Гриб, 2004]. В связи с этим большой хронологический разрыв между верхней возрастной границей КВП и возрастом эпитеpмального оруденения требует объяснения.

Обращают на себя внимание существенные различия в интерпретации разными исследователями стратиграфии рудовмещающего вулканогенно-осадочного комплекса месторождения Кубака (табл. 1). Принципиальны здесь несколько моментов: во-первых, большая доля субщелочных пород — трахиандезитов и латитов — в петрофонде «позднего» этапа кедонского вулканизма; во-вторых, выделение Е.В. Черняевым и Е.И. Черняевой [Черняев, Черняева, 2001] поздней, посткальдерной, стадии означает, что формированием трахиандезитов и латитов кедонский девонско-каменноугольный вулканизм не завершился — существовал более поздний этап магматической активности. Именно к нему указанные исследователи относят внедрение малых гипабиссальных интрузий булунского комплекса [Черняев, Черняева, 2001]; в-третьих, И.Н. Котляр [Котляр, 2000] вычленил кубакинскую толщу из состава кедонской серии, считая ее продуктом более позднего раннекаменноугольного, вулканизма, не связанного с КВП и представляющего самостоятельный этап.

Таблица 1

Стратиграфия рудовмещающих вулканитов месторождения Кубака по данным разных исследователей

Стадия	Авторы		
	И.Н. Котляр [2000], В.А. Степанов, Л.Н. Шишаква [1994]	В.Н. Егоров [2004]	Е.В. Черняев, Е.И. Черняева [2005]
Посткальдерная			Цокольная толща. Лавы, игнимбриды, туфы риолитов, риодацитов, туффиты
Кальдерная	Кубакинская толща. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, риодацитов, туффиты	Гурникская толща. Лавы, игнимбриды, туфы риолитов, риодацитов, туффиты	
		Кубакинская толща. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, туффиты	Кубакинская толща. Верхняя подтолща. Игнимбриды трахидацитов, туффиты
Докальдерная			Кубакинская толща. Средняя и нижняя подтолщи. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, риодацитов, туффиты
	Очакчанская свита. Игнимбриды риолитов	Очакчанская свита. Игнимбриды риолитов	Очакчанская свита. Игнимбриды риолитов

Отметим, что П.П. Лычагин с соавторами [Лычагин и др., 1989] выделяли на юго-востоке ОМ (Анмандыканская зона) самостоятельную трахиандезитовую формацию позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, породы которой характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 , K_2O , Ва, т. е. соответствуют латитам [Таусон, 1977].

Другую проблему составляет возраст булунского комплекса гипабиссальных гранитоидных интрузий, который традиционно считается комагматическим вулканизмом кедонской серии [Горячев и др, 2017; Лычагин, 1987]. С одной стороны, их U-Pb датировки составляют $375\text{--}369 \pm 3$ млн лет [Акинин и др., 2020], с другой — булунские интрузии прорывают все отложения древнее раннекаменноугольной свиты [Горячев и др, 2017]. Нами U-Pb методом был определен возраст циркона из прорывающих туфы и лавы трахидацитов захаренковской толщи кварцевых сиенит-порфиоров, вмещающих жилы и

прожилки эпитермального месторождения золота Нижний Биркачан, которое входит в состав одного рудного поля с месторождением Биркачан (рис. 3), он составил 335 ± 2 млн лет (рис. 4). Маловероятно, что формирование комплекса малых близповерхностных интрузий могло быть растянуто на 40 млн лет, а его завершение на 20–30 млн лет оторвано от завершения комагматических вулканических излияний, т. е. ныне выделяемый так называемый булунский комплекс включает в себя интрузии разного возраста, возможно, относящиеся к разным комплексам и внедрившиеся в разных геодинамических обстановках.

Анализ данных, как геологических, так и изотопных, позволяет предположить существование в раннекаменноугольное время на ОМ «посткедонского» магматического этапа. В развитии активных континентальных окраин выделяется завершающий рифтогенный этап [Ярмолюк, Коваленко, 1991], который связывают с взаимодействием континентальной и океанической плит при вовлечении в зону субдукции океанической спрединговой зоны [Самойлов, Ярмолюк, 1992] либо со сдвиговыми смещениями, происходившими в обстановке трансформной континентальной окраины [Геодинамика, магматизм ..., 2008]. В частности, на северо-востоке Азии рифтогенные магматические образования выделяются в осевой (хакаринская, магдыкитская, чуванская, нунлингранская свиты [Котляр, Русакова, 2004]) и тыловой (печальнинский комплекс [Глухов, 2009]) зонах ОЧВП альбско-кампанского возраста. В пределах КВП подобные образования

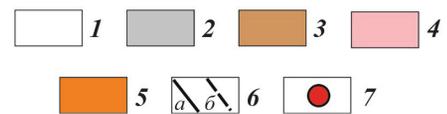
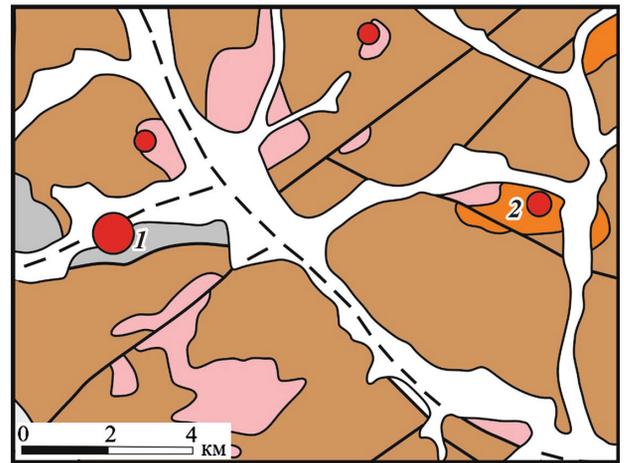


Рис. 3. Геологическое строение Биркачанского рудного поля: 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — песчаники и аргиллиты каменноугольно-пермского возраста; 3, 4 — кедонская серия: 3 — лавы, игнимбриты и туфы риолитов и дацитов, 4 — субвулканические тела риолитов; 5 — кварцевые сиенит-порфиры; 6 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — эпитеpмальные месторождения золота. Номера месторождений: 1 — Биркачан, 2 — Нижний Биркачан

до сих пор были неизвестны, при этом наличие у него стандартной для активных окраин андийского типа поперечной зональности сомнений не вызывает [Горячев и др, 2017; Лычагин и др., 1987].

Можно предположить, что «посткедонский» магматизм маркировал завершение субдукционных процессов на активной окраине ОМ в девонско-каменноугольное время. Под влиянием особенностей строения ОМ, а именно консолидированного дорифейского кристаллического фундамента и как следствие контаминации базальтовыми магмами значительных порций сиалического вещества [Павлов, Яшухин, 1989], продукты этого постсубдукционного магматизма по составу близки шохонитам и латитам. Их аналоги — шохониты и латиты верхнемеловой хакаринской свиты, развитой на погруженном кристаллическом фундаменте Охотского массива [Синдеев, 1988], и близкие по составу шохонитам базальты гармандинского комплекса на погруженном фундаменте Тайгоносского блока ОМ [Полин,

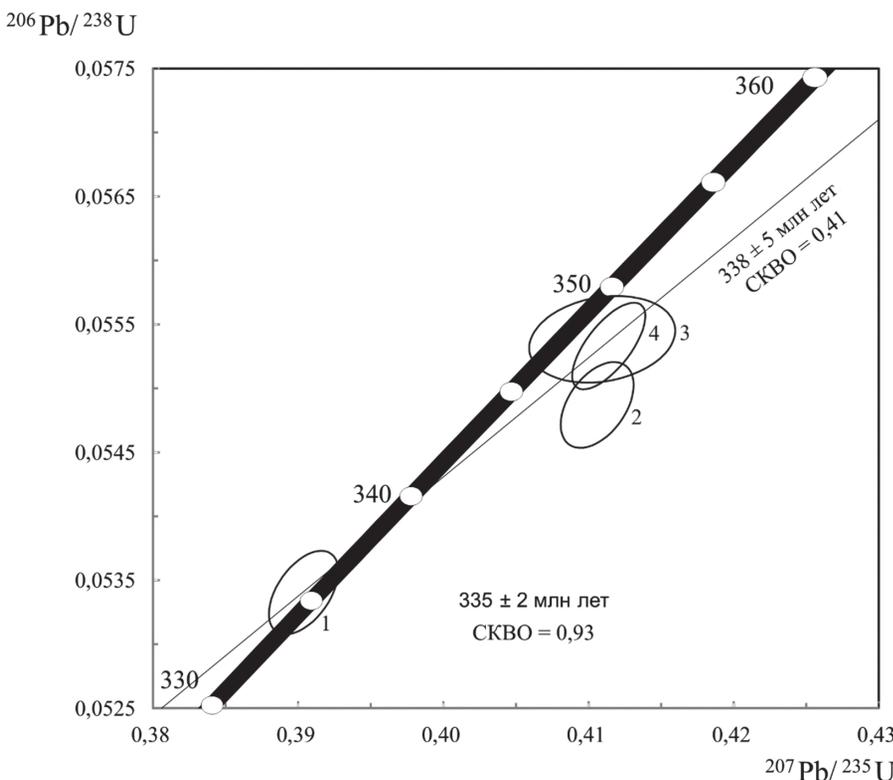


Рис. 4. Результаты U-Pb датирования циркона из кварцевого сиенит-порфира, по [Глухов и др., 2019]

Таблица 2

Содержание главных (%) и малых (г/т) элементов в породах позднепалеозойской шошонит-латитовой магматической ассоциации Омолонского массива

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67,41	64,64	64,40	60,5	60,3	58,8	60,4	62,68	66,87
TiO ₂	0,31	0,47	0,47	0,65	0,63	0,69	0,58	0,46	0,46
Al ₂ O ₃	16,62	15,43	16,95	15,89	16,94	17,37	17,62	16,13	15,49
Fe ₂ O ₃	3,37	5,57	5,19	6,02	5,87	6,3	5,16	4,93	3,83
MnO	0,10	0,11	0,11	0,15	0,24	0,13	0,1	0,1	0,1
MgO	0,90	1,81	2,13	1,79	1,74	2,03	1,68	1,94	0,84
CaO	0,53	3,34	3,95	2,23	2,37	4,15	2,56	2,11	1,06
Na ₂ O	5,27	2,36	4,24	5,05	4,85	3,48	5,05	4,54	4,27
K ₂ O	5,36	6,10	2,40	4,05	4,43	3,35	3,65	4,85	5,59
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,17	0,25	0,24	0,24	0,23	0,18	0,12
Ni	9,0	12,9	12,3						

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Co	5,2	10,8	10,2						
Ba	1311,5	1257,7	1242,8						
Li	12,5	50,0	10,9						
Hf	5,2	3,1	3,3						
Nb	7,2	5,4	5,1						
Rb	113,6	118,6	35,8						
Sr	214,0	263,9	718,2						
Ta	0,05	0,05	0,05						
Y	14,2	12,8	13,4						
Yb	1,72	1,38	1,67						
Zr	209	106	106						

Примечания. 1–3 — булунский интрузивный комплекс: 1 — граносиенит, рудопоявление Упрямое; 2 — кварцевый сиенит-порфир, месторождение Нижний Биркачан; 3 — гранодиорит-порфир, рудопоявление Орлиное; 4–9 — одинокинский и ауланджинский вулcano-плутонические комплексы, по [Горячев и др., 2017]: 4 — кварцевый латит, район г. Бокал; 5 — трахит, район г. Бокал; 6 — трахиандезит, район г. Бокал; 7 — кварцевый монзонит-порфир, бассейн руч. Одинокий; 8 — кварцевый сиенит-порфир, бассейн руч. Одинокий; 9 — граносиенит-порфир, бассейн руч. Одинокий.

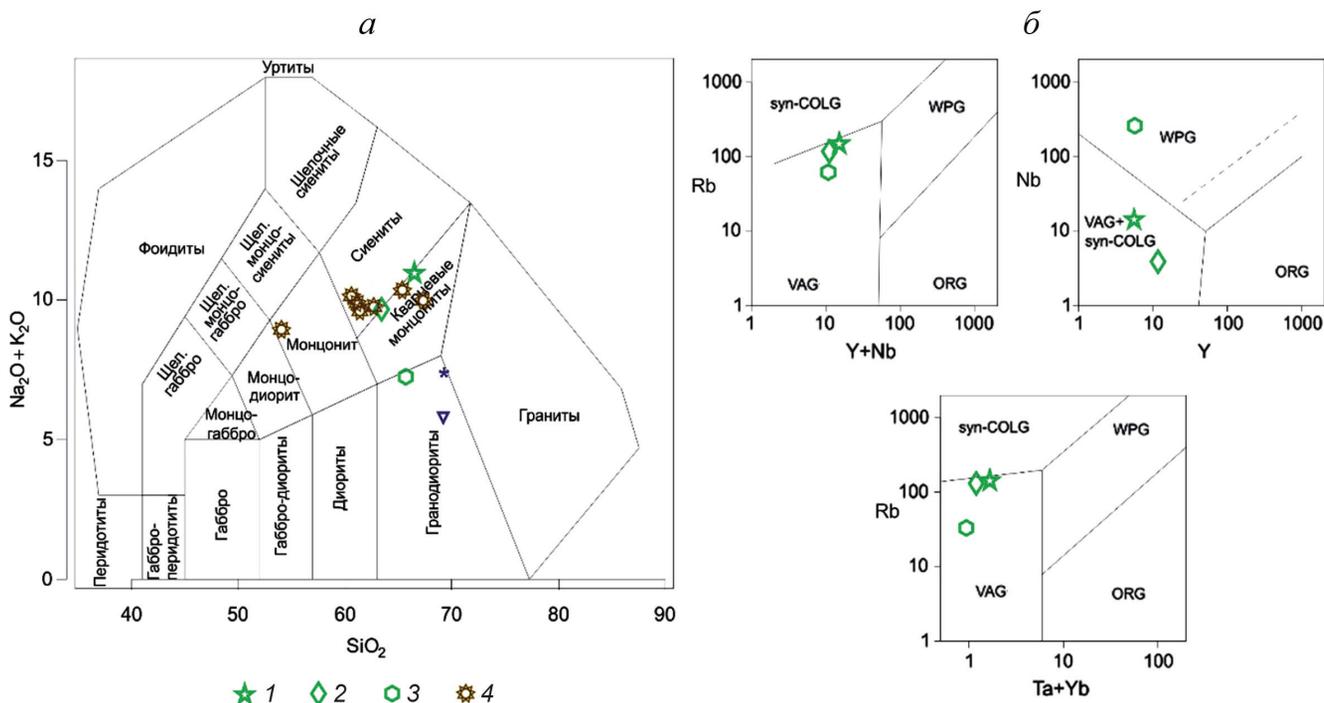


Рис. 5. Диаграмма TAS (*a* — по [Middlemost, 1994]), и дискриминационные Rb/Y+Nb, Nb/Y, Rb/Ta+Yb диаграммы (*b* — по [Pearce et al., 1984]), для палеозойских магматических образований КВП: 1–3 — булунский интрузивный комплекс: 1 — рудопоявление Упрямое, 2 — месторождение Нижний Биркачан, 3 — рудопоявление Орлиное; 4 — одинокинский вулcano-плутонический комплекс, по [Горячев и др., 2017]. Аббревиатуры составов гранитоидов на диаграмме Пирса: syn-COLG — коллизионные, WPG — внутриплитные, VAG — магматических дуг, ORG — океанических хребтов

Таблица 3

Сравнительная характеристика месторождения Кубака и его аналогов

Параметры	Месторождения		
	Кубака	Балей	Крипл-Крик
Региональная тектоническая структура	Омолонский кратонный террейн	Аргунский кратонный террейн	кратонный террейн Плато Колорадо
Рифтогенные структуры	?	Ундино-Даенская рифтогенная депрессия	рифт Рио-Гранде
Ассоциирующие магматические породы	трахиандезиты, кварцевые латиты	трахиандезиты, шошониты, монцониты	латиты, трахиты, фонолиты, щелочные базальты
Характерные минералы руд	флюорит, гессит	флюорит, гессит, калаверит	флюорит, калаверит
Au/Ag	~1	~1	~1
⁸⁷ Str/ ⁸⁶ Str	0,703–0,704	0,706–0,708	0,703–0,705
Ссылки на источник	[Горячев и др., 2017; Егоров, 2004; Котляр, 2000; Савва, 2018; Степанов, 1994]	[Абрамов, 2020; Балейское..., 1984; Спиридонов, 2006; Юргенсон, 2011]	[Jensen, Barton, 2007; Kelley, Ludington 2002]

2019]. Все они относятся к так называемым верхним базальтам, завершающим разрез ОЧВП.

Подобные образования на ОМ известны — это трахиты, трахиандезиты, трахидациты, кварцевые латиты снайперской и одинокинской толщ, которые ранее выделялись в самостоятельный молассовый комплекс [Горячев и др., 2017], характеризующий «отдельный, особый раннекаменноугольный цикл вулканической активности» [Гагиев и др., 2000, с. 65]. По соотношению Na₂O, K₂O, CaO и SiO₂ (табл. 2) рассматриваемые породы соответствуют шошонит-латитовой ассоциации (рис. 5) и близки к изученным нами гранитоидам булунского комплекса (рис. 5). По данным В.Н. Егорова [Егоров, 2004], вулканы одинокинской толщ ассоциируют как с комагматичными интрузиями кварцевых сиенитов и монцонитов одноименного комплекса, так и с телами булунского комплекса, которые близки к ним по химическому составу. По петрохимическому составу и содержанию несовместимых элементов (Rb, Sr, Ba, Li, Zr, Nb, Hf, табл. 3) изученные нами на трех участках гранитоиды булунского комплекса соответствуют латитовому геохимическому типу, по [Таусон, 1977]. Породы снайперской и одинокинской толщ известны в единичных местах, а площадь их выходов мала. Однако, по нашему мнению, ареал распространения раннекаменноугольной шошонит-латитовой магматической ассоциации намного шире; к ней следует относить многие выходы трахиандезитов и латитов, ныне включаемые в состав ачеканской, ягоднинской, кубакинской и захаренковской толщ кедонской серии [Горячев и др., 2017; Егоров, 2004].

К специфическим особенностям руд палеозойских эпитеpmальных месторождений золота ОМ относятся низкая сульфидность руд (≤1%), слабое развитие сульфосолей серебра, отсутствие самородного серебра, относительно широкое развитие флюорита и теллуридов, золотой с серебром и серебро-золотой минерализации, по [Хомич и др., 1989], геохимический тип (Au/Ag~1–5). Это резко

отличает их от аналогичного типа месторождений и рудопроявлений ОЧВП, в том числе развитых на ОМ, таких, как Ирбычан, Ороch, Джелты [Горячев и др., 2017; Костырко и др., 1974].

По составу руд, тектонической позиции и составу магматических ассоциаций месторождению Кубака наиболее близки месторождения Тасеевское [Абрамов, 2020; Балейское рудное поле ..., 1984; Спиридонов, 2006; Юргенсон, 2011] и Крипл-Крик [Jensen, Barton, 2007; Kelley, Ludington 2002] (табл. 3). Оба этих объекта расположены в пределах внутриплитных рифтогенных структур, развитых в пределах кратонных террейнов, и тесно ассоциируют со щелочными и субщелочными вулканитами. Другие индикаторные признаки, отличающие их от прочих эпитеpmальных месторождений, — высокое золото-серебряное отношение, присутствие в рудах флюорита и теллуридов, а также низкие «мантийные» значения первичного изотопного отношения Sr (0,703–0,706, табл. 3). В составе рудообразующего флюида месторождения Кубака отмечено присутствие метана [Горячев и др., 2017], что не характерно для золото-серебряного оруденения, но весьма типично для так называемой пятиэлементной рудной формации, связанной с рифтогенным щелочно-базитовым магматизмом [Борисенко, Павлова, 1992].

Заключение. Мы считаем, что палеозойские эпитеpmальные золотые руды Омолонского массива сформировались в интервале 335 (U-Pb возраст рудовмещающих кварцевых сиенит-порфиров) — 286–300 млн лет назад (Ar-Ag возраст адуляров из рудных жил). Рудообразование было не менее чем на 20–30 млн лет оторвано от завершения формирования Кедонского вулканического пояса (фамен, ~358 млн лет) и не может быть связано с ним. Таким образом, формирование палеозойской эпитеpmальной золотой минерализации происходило на «посткедонском» рифтогенном этапе (серпуховский этап, 330–320 млн лет) и было связано с завершающим этапом формирования шошонит-латитовой вулкано-

плутонической ассоциации, в которую входили, по [Горячев и др., 2017; Егоров, 2004], трахиандезиты, трахибазальты, кварцевые латиты снайперской и одинокинской толщ, трахидациты, латиты, кварцевые сиениты и монцониты ауланджинского и одинокинского комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Б.Н. Петрогеохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балецкого рудного узла // Литосфера. 2020. Т. 20, № 1. С. 106–118.

Акинин В.В., Глухов А.Н., Котов А.Б. и др. Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики; Мат-лы ЛП Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2020. С. 175–177.

Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползунов Г.О. и др. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 37–47.

Балецкое рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М.: ЦНИГРИ, 1984. 271 с.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А. Серебро-сурьмяная рудная формация. Ч. 1. Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. Новосибирск: Наука, 1992. 189 с.

Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Гагиева А.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57–97.

Гагиева А.М., Жуланова И.Л. Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: сопоставление K-Ar, Rb-Sr, U-Pb данных, геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 3–19.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 1, 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Глухов А.Н. Магматические ассоциации и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 12–17.

Глухов А.Н., Котов А.Б., Приймаков В.В. Новые данные о возрасте булунского интрузивного комплекса (Омолонский массив) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Мат-лы IX Всеросс. науч.-практ. конф. Т. 2. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019. С. 27–30.

Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е. и др. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.

Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива (Магаданская область): Автореф. канд. дисс. Магадан, 2004. 36 с.

Костырко Н.А., Пляшкевич Л.Н., Болдырев М.В. Строение и вещественный состав рудных зон Эвенского рудного поля // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1974. № 21. С. 87–94.

Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Мат-лы IV регионального петрографического со-

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность членам-корреспондентам РАН В.В. Акинину и А.Б. Котову за любезно предоставленные результаты изотопных Ar-Ar и U-Pb исследований проб из нашей коллекции, а также за полезные замечания.

вещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.

Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста руд // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 5. С. 665–658.

Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 44 с.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.

Мартьянов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере Северо-Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 231 с.

Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др. Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.

Павлов В.А., Яшухин О.И. Влияние фундамента на эволюцию магматизма зон орогенной активизации // Изв. АН СССР. 1989. № 2. С. 38–38.

Полин В.Ф. О кайнозойском вулканизме Северного Приохотья // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 105–118.

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 518 с.

Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3–20.

Сидоров А.А., Савва Н.Е., Ишков Б.И. и др. Дискуссия. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн), Северо-Восток России: геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40, № 2. С. 90–97.

Синдеев А.С. Шошонит-лагитовая серия Ульинского прогиба // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 35–41.

Спирidonov А.В. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: ГЕО, 2006. 291 с.

Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкоробогатова Г.С. и др. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 89–97.

Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 195 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 116 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов В.В. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 289 с.

Черняев Е.В., Черняева Е.И. Структура и условия локализации золотого оруденения Кубакинского рудного поля // Изв. Томского политех. ун-та. 2001. Т. 304, вып. 23. Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. С. 225–243.

Юргенсон Г.А. Малоглубинные месторождения золота и серебра, условия образования и минералого-геохимическая технология их глубинных поисков и оценки // Уч. записки ЗабГГПУ. 2011. Т. 36, № 1. С. 136–145.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Guillou-Frottier L., Burov E.B., Mile'si J.P. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits

as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling // J. Volcanology and Geothermal Res. 2000. Vol. 102. P. 339–361.

Hedenquist J.W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin // Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources: Singapore, 18–22 August, 1987, Amer. Association of Petrol. Geologists. 1987. P. 517–524.

Jensen E.P., Barton M.D. Geology, petrochemistry, and time-space evolution of the Cripple Creek district, Colorado // Geol. Soc. Amer. Field Guide. 2007. N 10. P. 63–78.

Kelley D.K., Ludington S. Cripple Creek and other alkaline-related gold deposits in the southern Rocky Mountains, USA: influence of regional tectonics // Mineral. Deposita. 2002. Vol. 37. P. 38–60.

Middlemost E.A.K. Naming material in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. Vol. 37. P. 215–224.

Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition and epithermal precious-metals deposits // SEG Special Publication. 2003. Vol. 10. P. 315–343.

Поступила в редакцию 21.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021