

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ БАЛЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (*Восточное Забайкалье*)

А.М. Спиридонов, Л. Д. Зорина, С.П. Летунов*, В. Ю. Прокофьев**

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

** Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия*

*** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

На основе комплексного изучения флюидных включений в кварцах разных стадий и этапов гидротермального процесса рассмотрены физико-химические условия образования эпitherмальных руд (K_1) месторождений Балейского рудного поля. Установлены граничные параметры гидротермального процесса: температура 353—131 °С, давление 150—30 бар, концентрация солей 7.6—0.5 мас.%-экв. NaCl. Особенность рудообразующего процесса на месторождениях Балейского района — быстрое падение температуры и давления, что характерно для открытых гидротермальных систем. Повышение температуры в начале каждой стадии свидетельствует о пульсирующем характере процесса рудообразования. Продуктивный этап совпадает с началом резкого уменьшения температуры (ниже 225 °С) и концентрации солей в растворе. Формирование месторождений является результатом функционирования единой Балейской рудно-магматической системы в условиях малых глубин и хорошей проницаемости вмещающих пород. Источниками золотого оруденения могли быть высококальциевые известково-щелочные магмы. Зона рудообразования расположена над интрузивными телами вблизи их кровли. Не исключено, что часть балейского золота была заимствована из производных ранних циклов (J_{2-3}) золотого рудообразования и из вмещающих пород.

Золоторудное месторождение, золоторудно-магматическая система, эпitherмальное оруденение, золото-серебряная формация, флюидный режим.

THE FLUID REGIME OF ORE FORMATION IN THE BALEI GOLD-BEARING ORE-MAGMATIC SYSTEM (*eastern Transbaikalia*)

A.M. Spiridonov, L.D. Zorina, S.P. Letunov, and V.Yu. Prokof'ev

Based on comprehensive studies of fluid inclusions in quartz formed at different stages of hydrothermal process, we consider the physicochemical conditions of formation of epithermal ores (K_1) in the Balei ore field. The limiting parameters of hydrothermal process have been established: 353–131 °C, 150–30 bars, and salt concentrations of 7.6–0.5 wt.-%-equiv. NaCl. A specific feature of the ore-forming process at the Balei deposits is a rapid drop in temperature and pressure, which is typical of open hydrothermal systems. The temperature increase at the beginning of each stage evidences pulse-like ore formation. The productive stage coincides with the initiation of a drastic decrease in temperature (<225 °C) and salt concentration in the solution. The deposits resulted from the functioning of the common Balei ore-magmatic system at shallow depths with a high permeability of the host rocks. High-K calc-alkalic magmas might have been sources of gold mineralization. The ore formation zone is localized above intrusive bodies near their roof. It is not ruled out that the Balei gold was partly borrowed from the products of the early cycles (J_{2-3}) of gold mineralization and from the host rocks.

Gold deposit, gold-bearing ore-magmatic system, epithermal mineralization, gold-silver formation, fluid regime

ВВЕДЕНИЕ

Крупными месторождениями золота Балейского рудного района являются Балейское и Тасеевское — эталонные представители малоглубинного эпitherмального золотого оруденения золото-серебряной формации, получившего в литературе название «балейский тип». Эти два крупнейших месторождения составляют основу Балейского рудного поля.

Кроме названных месторождений Балейский рудный район объединяет значительное количество золоторудных объектов разных рудных формаций (Среднеголготайское, Косачихинское, Майское, Сосновское, Андрюшкинское и др.), но главное практическое значение в районе имеют месторождения малоглубинной золото-серебряной формации, ставшие основными источниками промышленного золота. Золотое оруденение разных формаций считается разновозрастным: среднепозднеюрским и раннемеловым (балейский тип) [Балейское рудное..., 1984]. Геодинамическим анализом установлено [Спиридонов

и др., 2006], что золоторудные месторождения начали формироваться на заключительных стадиях коллизионного этапа в среднепозднеюрское время (мезотермальный этап) и завершили свое развитие в постколлизионных рифтовых условиях в раннем мелу (эпитептермальный этап). В настоящее время нет сомнения, что процесс рудообразования в этом районе был длительным и многоактным, о чем свидетельствует частичная пространственная совмещенность разноформационного золотого оруденения.

Главным фактором, обусловившим специфику месторождений балейского типа, является, как отмечено выше, малая глубина их формирования. По оценке В.Г. Хомича и С.В. Чеглокова [1966], она равна 150—200 м от земной палеоповерхности. Ю.В. Ляхов [1965] в результате барометрических исследований определил глубину формирования балейских руд в 120—160 м.

Флюидный режим гидротермального процесса на месторождениях Балейского рудного поля детально изучался в разные годы Ю.В. Ляховым [1965, 1968; Балейское..., 1984], Г.А. Юргенсоном [1981], Г.А. Юргенсоном и Р.В. Грабеклисом [1995]. Результаты исследований последних десятилетий убедительно доказывают, что малоглубинные месторождения формировались в широком диапазоне температур — от низких до относительно высоких, достигающих 350 °С [Боркош, Маниличи, 1965; Найбордин, Гончаров, 1977; и др.]. Балейское рудное поле было одним из первых объектов, где Ю.В. Ляховым [1965] установлен этот факт. По его данным, температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и карбонатах рудных жил на месторождениях балейского типа изменялась в диапазоне 285—125 °С, а температура начала гидротермального процесса была несколько выше и составляла 310 °С.

Позднее Г.А. Юргенсоном [1984] на основе изучения динамики выхода H₂O, CO₂, N₂ из кварца ранних генераций по специальной методике установлено, что разрыв мельчайших газовой-жидких включений в кварце с выделением указанных компонентов происходит, начиная с 600—500 °С. Концентрация солей в растворах достигала 51 %. Растворы были обогащены NaCl, KCl, Al. К сожалению, автором не приведено никаких доказательств того, что определенные им параметры имели отношение к эпитептермальному рудному процессу. Учитывая, что автором анализировался кварц ранних генераций, он мог принадлежать золото-кварц-сульфидно-полиметаллической формации более раннего среднепозднеюрского мезотермального этапа рудообразования и не имеет отношения к более позднему раннемеловому эпитептермальному этапу.

Физико-химическое моделирование рудного процесса на ЭВМ, выполненное В.А. Скворцовым [Юргенсон, Грабеклис, 1995], показало, что процесс минералообразования в жилах Балейского рудного поля происходил в температурном диапазоне примерно 500—100 °С (опять же не отмечается, какого возраста оруденение имеется в виду). При этом устойчивость твердой фазы монтмориллонита эпитептермального этапа фиксируется при снижении температуры, начиная с 400 °С.

Учитывая такие значительные расхождения в температурах начала рудного процесса, установленные разными авторами, нами проведены дополнительные исследования флюидных включений в кварцах рудных жил в пределах Балейского рудного поля.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЛЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Золоторудные объекты балейского типа сосредоточены в Ундино-Даинской депрессии. Образовались они, по данным М.Г. Андреевой [1971] на основе определений абсолютного возраста адуляра из балейских золотоносных жил, в меловой период (120—114 млн лет) развития Забайкалья — период рифтогенных процессов, сменивших коллизионные [Zorin et al., 2001]. В это время в обстановке растяжения происходит интенсивная структурная перестройка района, выраженная в заложении и максимуме активности рудоконцентрирующих структур и формировании очагово-депрессивных золоторудных систем балейского типа [Семицкий и др., 2002].

Балейское рудное поле занимает площадь Балейского грабена с ближайшим его обрамлением и составляет в пределах Ундинской депрессионной зоны лишь небольшую часть площади распространения золотой минерализации балейского типа. Главную роль в строении рудного поля играют осадочные породы верхнего структурного этажа (рис. 1). Основание и обрамление грабена сложены соответственно гранитоидами ундинского комплекса (нижний структурный этаж) и вулканогенно-осадочными породами шадоронской серии (средний структурный этаж). Центральная часть грабена осложнена купольными постройками разных порядков, образованных закономерным сочетанием полого- и крутопадающих трещин [Хомич, Чеглоков, 1968; Гладков и др., 1975; Симонов, Максимов, 1985]. Купольные постройки оказались наиболее благоприятными структурами для локализации основных запасов промышленного золота. Такие купольные постройки контролируют Балейское месторождение и участок Северный карьер, вскрывающий самую рудонасыщенную часть месторождения (см. рис. 1 и 2). В центральной части Северного карьера Р.В. Грабеклисом в 1991 г. закартирован шток мелкосреднезернистых высококальциевых (по данным Р.В. Грабеклиса, величина K/Na = 1.9) лейкократовых гранитов предположительно позднеюрского—раннемелового возраста. Положение штока, согласованность концентрических зон, вмещаю-

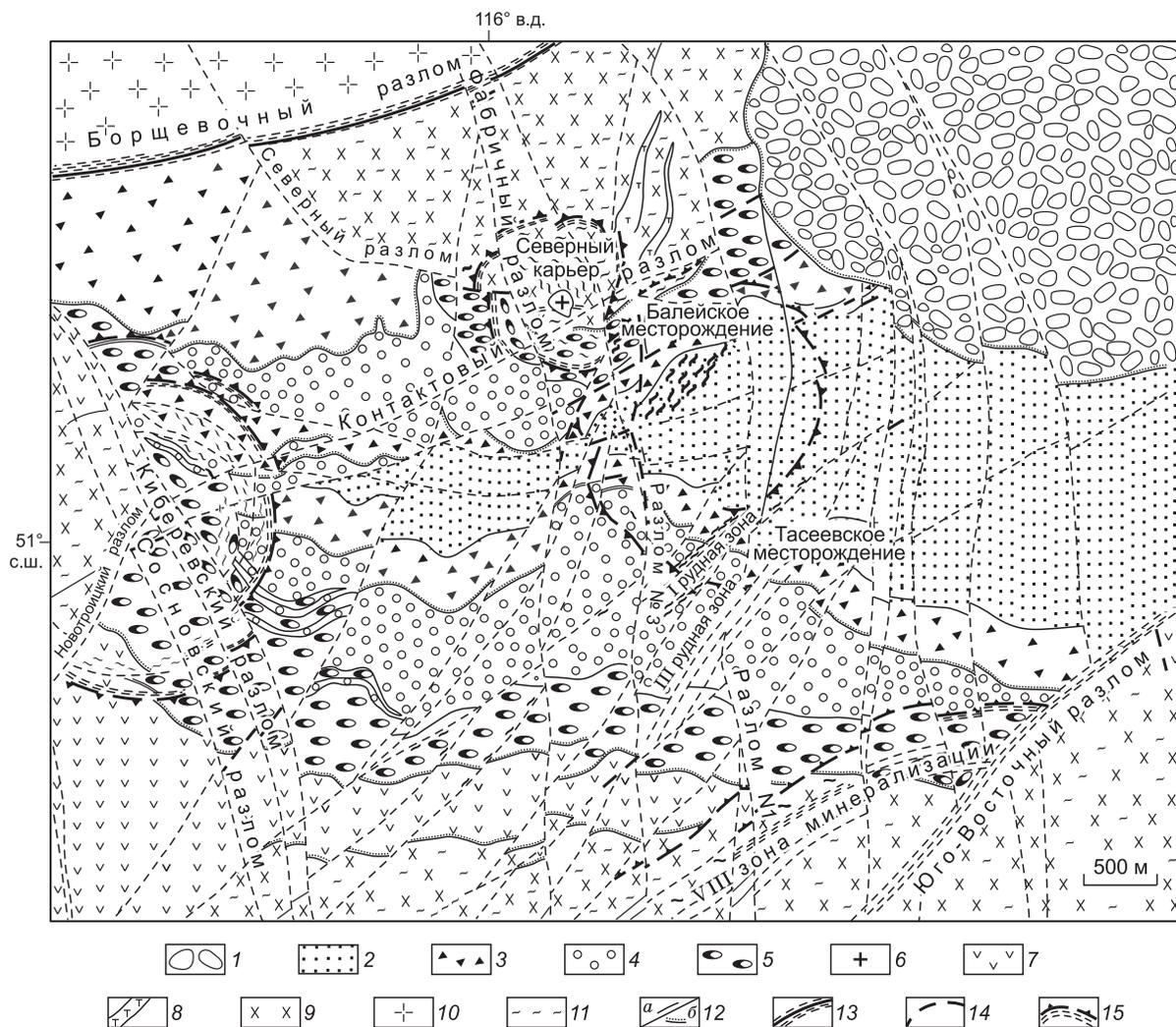


Рис. 1. Схематическая геолого-структурная карта Бале́йского рудного поля (составлена Р.В. Грабеклисом, 1991 г., с некоторыми изменениями авторов).

Верхний структурный этаж: 1 — каменная свита (K_1): валунно-галечные конгломераты; 2 — новотроицкая свита (K_1): древесные песчаники, песчаники, смешанные и мусорные породы, брекчии; 3 — верхнебале́йская—нижненовотроицкая свита (K_1): конгломератобрекчии, брекчии, конгломераты, прослои песчаников; 4 — среднебале́йская свита (K_1): песчаники, алевролиты, прослои конгломератов, гравелитов, конгломератобрекчии; 5 — нижнебале́йская свита (K_1): неравномерно-галечные конгломераты, прослои песчаников; 6 — высококальциевые лейкократовые граниты (J_3-K_1). **Средний структурный этаж:** 7 — шадоронская серия ($J_{2,3}$): порфириды, лаво- и туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты; 8 — дайки диоритовых порфиридов ($J_{2,3}$). **Нижний структурный этаж:** 9 — удинский гранитоидный комплекс (C_3u): контаминированные породы кровли — гнейсовидные, шлировидные гранодиориты, кварцевые диориты; 10 — борщевочный гранитоидный комплекс (J_2b): порфиридовидные биотитовые граниты, 11 — кварцевые жилы, 12 — (а) геологические границы согласные, (б) границы стратиграфических несогласий; 13 — тектонические зоны глубинного заложения; 14 — тектонические нарушения; 15 — границы купольных структур.

щих золото-кварцевые жилы и эндогенные геохимические поля золота (см. рис. 2 и 3), с его конфигурацией свидетельствуют о генетической связи внедрения штока гранитов, формирования купола и образования золотоносных жил. Элементы купольных структур обнаруживаются на Тасеевском месторождении и других рудных участках. Г.А. Юргенсон и Р.В. Грабеклис [1995] рассматривают куполообразование и рудообразование как единый позднемезозойский (J_3-K_1) процесс.

Руды бале́йского типа по облику и составу обладают особенностями, типичными для малоглубинных месторождений. Здесь господствуют мелко- и тонкозернистые (халцедоновидные) агрегаты кварца, присутствуют такие типоморфные минералы эпитермальных руд, как адуляр, глинистые минералы, широко распространены карбонаты. При этом одни и те же минералы, особенно кварц и карбонаты, участвуют в самых разных текстурных взаимоотношениях, подчеркивая тем самым признаки разнообразного формирования.

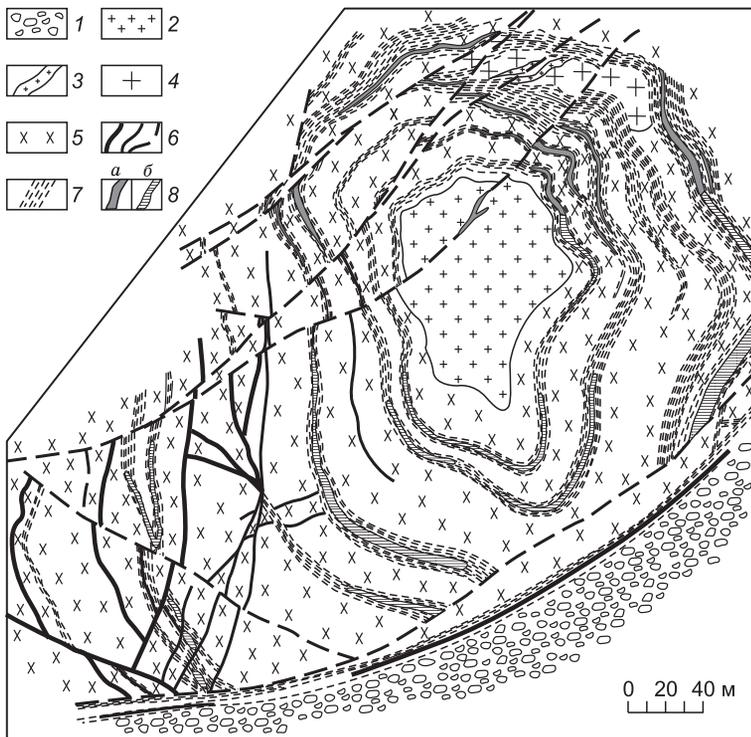


Рис. 2. Геолого-структурный план участка Северный карьер Балейского месторождения (по данным Р.В. Грабеклиса, 1991 г.).

1 — конгломераты (K_1); 2 — мелкосреднезернистые высококальциевые лейкократовые граниты (J_3-K_1); 3—5 — ундинский комплекс (C_3u): 3 — аплиты, 4 — граниты крупносреднезернистые, 5 — гранодиориты и кварцевые диориты; 6 — разломы; 7 — зоны расщелачивания, дробления и перетирания пород; 8 — золото-кварцевые жилы (а) и зоны интенсивного прожилкования (б).

Балейские руды крайне бедны сульфидами, их среднее количество едва превышает 0.5—1.5 % и лишь в отдельных участках достигает 3—5 %. Согласно принятой схеме систематики [Петровская, 1960; Петровская и др., 1976], месторождения балейского типа относятся к малоглубинной формации убогосульфидных руд. В рудных телах основную долю объема жильного вы-

полнения составляет кварц (50—99 %), постоянно в разном количестве встречаются карбонаты (0.1—20 %) — кальцит, доломит, анкерит, глинистые минералы (0.1—20 %) — каолинит, диксит, монтмориллонит, преимущественно в промышленных участках жил присутствует адуляр (0.1—20 %). Рудные минералы, кроме самородного золота, представлены сульфидами и сульфосолями Fe (пирит, марказит, бертьерит), As (арсенопирит), Cu (халькопирит, бурнонит), Ag (пираргирит, миаргирит, фрейбергит, стэфанит), Sb (антимонит, тетрамит), в меньшей мере — Pb (галенит, геокронит) и Zn (сфалерит), спорадически — теллуридами серебра (гессит), золота (калаверит), висмута.

Самородное золото является самым распространенным из рудных минералов. Наиболее часто оно ассоциирует с блеклой рудой и сульфосолями серебра. Постоянный спутник золота — Ag: отношение золота к серебру в пределах рудных столбов колеблется от 1:2 до 3:1, составляя в среднем 1.5:2.1. За пределами обогащенных золотом участков преобладают соотношения 1:2—1:4.

С учетом представлений Н.В. Петровской, М.Г. Андреевой, О.В. Русиновой, В.Г. Хомича, С.С. Максимова, Ю.И. Симонова, Ю.Г. Сафонова, Ю.В. Ляхова, В.Д. Пампуры, В.В. Поликарпочкина, Н.А. Китаева и др. (см. монографию «Балейское рудное поле» [1984]), а также собственных обобщений [Спиридонов и др., 2006], авторами принята следующая схема последовательности развития золоторудной минерализации месторождений Балейского рудного поля: I — прерудный среднепозднеюрский этап (мезотермальная золото-кварц-сульфидно-полиметаллическая минерализация на

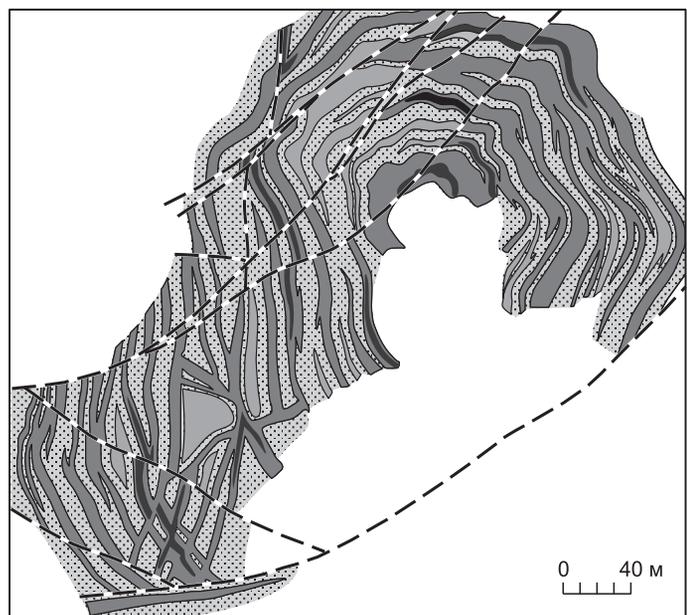


Рис. 3. Эндеогенные геохимические поля концентрации золота на участке Северный карьер Балейского месторождения (по данным Р.В. Грабеклиса, 1991 г.).

1—4 — содержания золота (г/т); 5 — тектонические нарушения.

фоне пропилитизации и березитизации коллизионного этапа); II—IV — раннемеловой рифтогенный этап: II — ранний рудный этап (1 — аргиллизация и окварцевание, 2 — сульфидно-карбонатно-кварцевая стадия); III — продуктивный этап (1 — адуляризация и сульфидизация, 2 — первая (ранняя) продуктивная стадия (адуляр-карбонатно-кварцевая минерализация с золотом), 3 — вторая (поздняя) продуктивная стадия (золото-пираргирит-миаргирит-карбонатно-кварцевая минерализация)); IV — постпродуктивный этап (кварц-карбонатная, арсенопирит-кварцевая и антимонит-кварцевая минеральные ассоциации).

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И КРИОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Термобарогеохимическим и криометрическим методами детально изучены флюидные включения девяти разновидностей кварцев, выделенных по морфологическим свойствам из кварцевых жил допродуктивных, продуктивных и постпродуктивных этапов и стадий минерализации Балейского рудного поля (рис. 4).

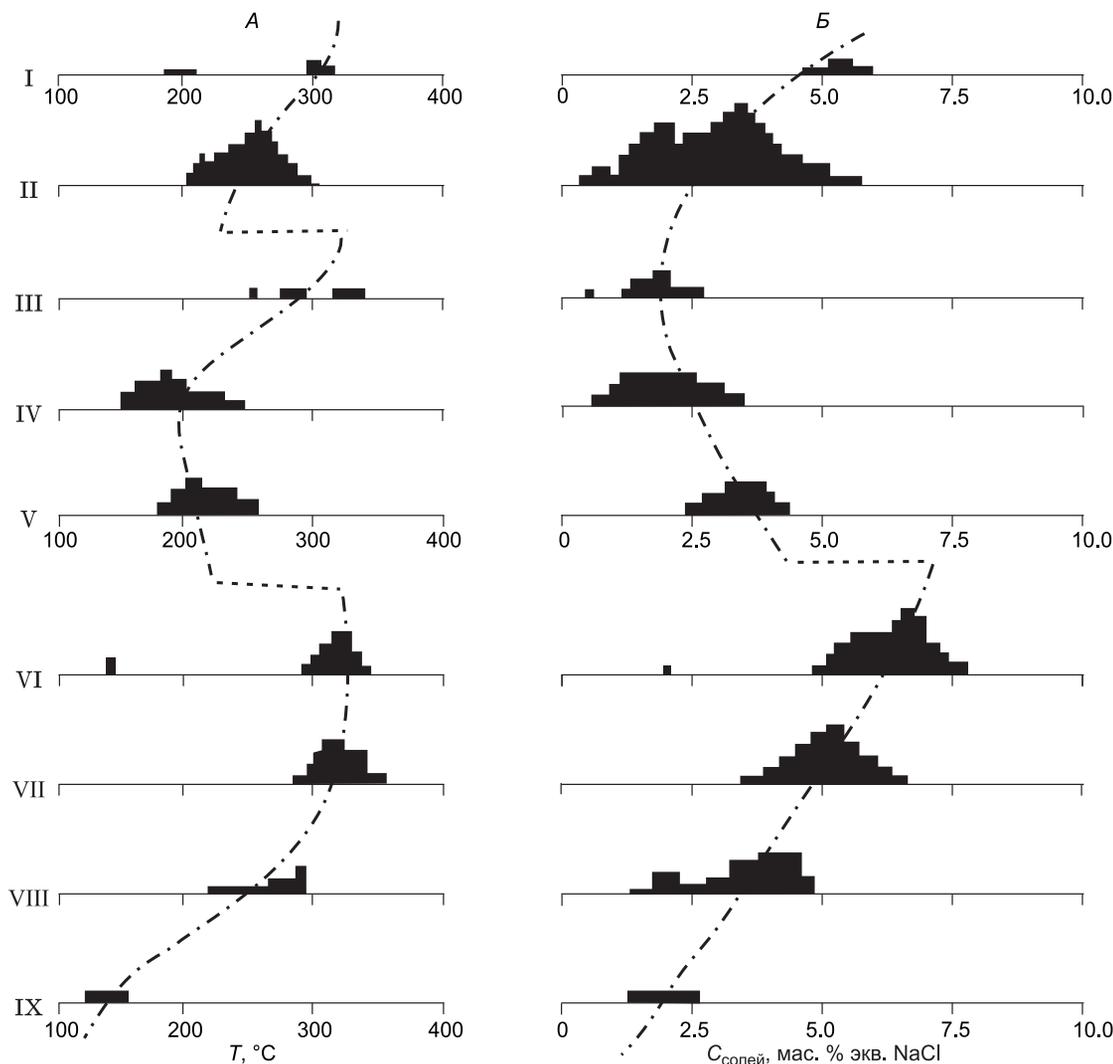


Рис. 4. Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварцах Балейского рудного поля.

А — температурные диапазоны минералообразования; *Б* — диапазоны изменения концентраций солей. Типы кварцев: I — мелкопластинчатый предрудного (коллизионного) этапа (Северный карьер); II — раннепродуктивный молочно-белый мелкозернистый и гребенчатый (Северный карьер Балейского месторождения и Южный карьер Тасеевского месторождения); III — межпродуктивный полупрозрачный серый друзовидный (Северный карьер и рудная зона № 1 Тасеевского месторождения); IV — межпродуктивный белый фарфоровидный (Северный и Южный карьеры); V — крупнопластинчатый (Южный карьер); VI — предпродуктивный скрытокристаллический темно-бурый (южный борт Балейского грабена в районе жилы № 17); VII — колломорфно-полосчатый и крустификационный второй продуктивной стадии (Тасеевское месторождение, Южный карьер); VIII — послепродуктивный гребенчатый полумолочный и белый фарфоровидный (Тасеевское месторождение, Южный карьер); IX — пострудный (?) кристаллический «льдистого» облика (верховья падей Каменка и Змеевка).

**Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений
в разных типах кварцев месторождений Балейского рудного поля**

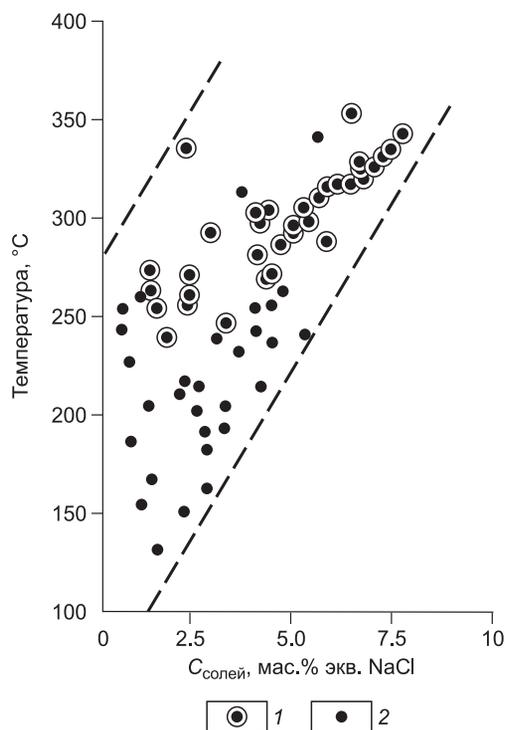
№ образца	Тип кварца	n	Температура, °С			Концентрация солей, мас. %-экв. NaCl	Плотность флюида, г/см ³	Давление, бар	
			гомогенизации	эвтектики	плавления льда				
1	I	7	334—317*	-35...-34	-4.6...-3.9	7.3—6.3	0.73—0.74	3314—2328	
2		21	330	-59.7...-57.9	-36.6...-5.9	—	1.03—0.92		
3	I(B)	9	150	-34	-1.2	2.1	0.93	—	
4	II	21	260—243	-30	-0.6...-0.3	1.0—0.5	0.8—0.81	—	
5		16	217—205	-33...-31	-1.2...-0.7	2.1—1.2	0.86—0.87	—	
6		15	271—240*	-33...-30	-1.3...-0.9	2.2—1.6	0.78—0.82	70—30	
7		9	298—262*	-33...-32	-2.4...-0.7	4.0—1.2	0.76—0.79	80—40	
8		7	261—254*	-35...-33	-1.3...-0.8	2.2—1.4	0.80—0.81	40—35	
9		18	240—227	-32...-30	-3.1...-0.4	5.1—0.7	0.85—0.84	—	
10		12	281—256*	-34...-32	-2.3...-1.2	3.9—2.1	0.79—0.81	65—35	
11		5	237—214	-33...-32	-2.6...-1.4	4.3—2.4	0.85—0.86	—	
12		8	261—210	-32...-31	-2.8...-1.1	4.6—1.9	0.83—0.86	—	
13		14	254—239	-31...-30	-2.3...-1.7	3.9—2.9	0.83	—	
14		10	287—271*	-34...-32	-3.5...-2.6	5.7—4.3	0.80—0.81	70—60	
15		7	270—246*	-33...-31	-2.5...-1.8	4.2—3.1	0.81—0.84	60—30	
16		5	248—209	-32...-31	-3.1...-1.7	5.1—2.9	0.84—0.88	—	
17		7	256—235	-33...-30	-2.2...-1.8	3.6—3.1	0.82—0.84	—	
18		6	271—231	-32...-30	-3.4...-2.1	5.5—3.5	0.82—0.86	—	
19		III B	17	292—273*	-30...-29	-1.6...-0.7	2.7—1.2	0.76—0.77	70—60
20			27	335—313*	-31...-30	-1.2...-0.8	2.1—1.4	0.64—0.69	130—105
21			10	254	-31	-0.3	0.5	0.80	—
22	IV	14	231—185	-30...-28	-2.1...-0.4	3.5—0.7	0.86—0.88	—	
23		5	204—166	-30...-29	-1.8...-0.7	3.1—1.2	0.88—0.92	—	
24		7	191—154	-30...-29	-1.5...-0.6	2.6—1.0	0.89—0.93	—	
25		9	225—179	-31...-30	-2.0...-0.9	3.4—1.5	0.86—0.90	—	
26		7	216—173	-32...-31	-2.5...-1.6	4.2—2.7	0.88—0.91	—	
27		13	208—165	-33...-32	-2.3...-0.7	3.9—1.2	0.89—0.91	—	
28	V	18	334—288*	-32...-31	-3.5...-2.3	5.7—3.1	0.71—0.77	125—70	
29	VI	5	326—305*	-34...-32	-4.3...-3.1	6.9—5.1	0.74—0.76	120—85	
30		11	331—310*	-34...-33	-4.5...-3.4	7.2—5.5	0.73—0.75	125—100	
31		8	341—325*	-34...-33	-4.8...-4.1	7.6—6.6	0.72—0.73	135—120	
32		13	326—298*	-34...-31	-4.1...-3.2	6.6—5.2	0.73—0.77	120—80	
33		5	308—292*	-33...-30	-4.3...-2.9	6.9—4.8	0.77—0.78	90—70	
34		11	315—286*	-33...-32	-3.5...-2.7	5.7—4.5	0.76—0.79	105—70	
35		14	317—296*	-34...-33	-3.7...-2.9	6.0—4.8	0.74—0.77	105—75	
36	VII	26	353—301	-33...-31	-3.9...-2.3	6.3—3.9	0.70—0.75	150—80	
37		13	341—314	-33...-32	-3.3...-2.1	5.4—3.5	0.71—0.72	—	
38		17	321—304*	-32...-31	-4.1...-2.5	6.6—4.2	0.73—0.76	105—90	
39		8	332—297*	-35...-33	-4.5...-3.6	7.2—5.9	0.73—0.78	110—75	
40		5	320—280*	-34...-33	-4.1...-3.3	6.6—5.4	0.74—0.82	95—65	
41	VIII	8	256—202	-31...-30	-2.6...-1.4	4.3—2.4	0.83—0.88	—	
42		13	241—192	-30...-29	-2.3...-1.8	3.9—3.1	0.84—0.90	—	
43		7	214—183	-30...-29	-2.4...-1.6	4.0—2.7	0.88—0.90	—	
44	IX	15	161—131	-31...-30	-1.6...-0.8	2.7—1.4	0.93—0.95	—	

Примечание. n — количество изученных включений; B — вторичные включения (остальные — первичные и первично-вторичные). Типы кварцев охарактеризованы в подписи к рис. 4. Анализы выполнены В.Ю. Прокофьевым в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск).

* Кипение флюида (гетерогенное состояние).

Рис. 5. Зависимость «температура—концентрация солей» в гидротермальном флюиде по данным исследования флюидных включений в кварцах из рудных жил месторождений Балейского рудного поля.

Включения: 1 — гетерогенные, 2 — гомогенные.



При исследовании с увеличением в 300 раз в кварцах были обнаружены первичные и вторичные флюидные включения размером 3—15 мкм, имеющие форму отрицательных кристаллов или неправильную. По фазовому составу они подразделяются на два типа: 1) *газово-жидкие* (объем газового пузырька составляет 25—50 % от общего объема включения) и 2) *существенно газовые* (объем газа более 90 %). Газовые включения часто располагаются в одних зонах или трещинах с включениями растворов (т.е. сингенетичны им), что дает информацию о вскипании, или гетерогенном состоянии флюида. Криометрические исследования не обнаружили конденсации газов при охлаждении (вплоть до температур $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$) как в существенно газовых включениях, так и в газовой фазе двухфазовых газово-жидких включений. Это свидетельствует об отсутствии высоких концентраций растворенных газов в рудообразующем флюиде и малой плотности газовой фазы при вскипании флюида. Гетерогенизация флюида может быть связана как с тектоническим раскрытием трещин, сопровождавшимся падением давления, так и с поступлением в систему нагретых порций раствора (что в конечном счете также связано с тектоническими явлениями). Температура гомогенизации определялась для групп включений (не менее двух в каждой) с одинаковыми фазовыми соотношениями. Одна и та же температура включений в группе свидетельствовала об отсутствии во включениях захваченной газовой фазы и о соответствии температуры гомогенизации включений минимальной температуре их захвата. Если в группе включений были различия в температурах гомогенизации, то такие результаты отбрасывались.

Результаты исследования более 540 индивидуальных включений приведены в таблице и на рис. 4 и 5 (в основном по первичным включениям). Нередко в исследуемой пластинке встречалось несколько разновидностей кварца. В этих случаях изучались включения в разновидности, составлявшей основную часть препарата (70—90 %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показали, что гомогенизация флюидных включений в кварце происходила в интервале температур 353—131 $^{\circ}\text{C}$, т.е. температура исходных гидротермальных растворов, формировавших руды балейского типа, была такой же, как и на среднетемпературных золоторудных месторождениях других формационных типов — дарасунского, широкинского и др. [Спиридонов и др., 2006]. Особенностью же балейского рудообразования является то, что оно происходило в приповерхностных условиях при быстром падении температуры и давления, а растворы не содержали больших количеств растворенных газов, что характерно, по классификации В.Ю. Прокофьева [2000], для открытых гидротермальных систем. Это подтверждают и структурно-текстурные особенности руд: преобладание тонкокристаллических и аморфных разновидностей кварца.

Растворы включений имели температуру эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) от -35 до $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$, что, скорее всего, отвечает хлоридным магниезиально-натриевым растворам [Борисенко, 1977], хотя не исключено и наличие в растворе хлоридов железа, имеющих близкие температуры эвтектики [Боровиков и др., 2002]. Концентрация солей в этих растворах изменялась в интервале от 0.5 до 7.5 мас.%-экв. NaCl (см. рис. 4 и 5).

Давление, определенное для групп включений гетерогенного захвата в кварце рудных жил, составляет 150—30 бар, что также соответствует эпипермальному (т.е. приповерхностному) типу изучаемого объекта. Однако в кварце I типа обнаружены (см. таблицу) углекислотные включения высокой плотности (1.03—0.92 г/см³), развивающие давление 3.3—2.3 кбар при $T = 330\text{ }^{\circ}\text{C}$. Этот кварц (см. рис. 4) относится к образованиям более раннего (коллизийного) этапа [Спиридонов и др., 2006].

Фрагменты минерализации коллизийного этапа встречены в ундинских гранитоидах фундамента и на периферии Балейского грабена. Это небольшие по мощности кварцевые жилы, зоны окварцевания и прожилково-вкрапленной минерализации с золотом, молибденитом, шеелитом, турмалином, пиритом,

халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом и висмутином в гидротермально измененных (пропилитизированных и березитизированных) гранитоидах фундамента. Участки ранней минерализации приурочены к тектонически ослабленным зонам и к узлам пересечения глубинных разломов. Несмотря на пространственное разобщение площадей максимального развития разновозрастного (средне-позднеюрского и раннемелового) оруденения, имеет место вопрос о возможной мобилизации вещества ранней минерализации при формировании балейских золото-кварцевых жил. На это указывают данные изотопных исследований серы [Балейское..., 1984]. По изотопному составу сера раннего пирита в рудах Балейского месторождения близка к сере метеоритов ($\delta S^{34} = -1.6 \text{ ‰}$), что обычно рассматривается как показатель ювенильного происхождения источников рудного вещества. В период формирования продуктивных ассоциаций балейских руд резко активизировались процессы мобилизации серы пород, а также ранних сульфидно-кварцевых руд, о чем говорит изменчивый состав изотопов серы: δS^{34} колеблется от -11.8 до $+11.0 \text{ ‰}$ (относительно изотопов серы сульфидов ранних руд: $\delta S^{34} = -1.6 \text{ ‰}$). На глубоких горизонтах месторождений рудного поля увеличивается количество минералов мышьяка, относительно крупных скоплений галенита и сфалерита, а также мелких вкраплений висмутовых минералов, молибденита и шеелита, не свойственных балейским рудам, но типичных для золотых руд коллизионного этапа.

Не исключено, что часть балейского золота была заимствована из вмещающих толщ, которые характеризуются повышенным кларком элемента (среднее содержание золота в них составляет $(5.5—9.7) \cdot 10^{-7} \text{ ‰}$ [Спиридонов и др., 2006], что значительно выше кларка золота в земной коре, равного $4.7 \cdot 10^{-7} \text{ ‰}$ по А.П. Виноградову [1962]).

В пределах рудного поля преобладают как мощные жилы массивного кварца средних температур (свыше $220—270 \text{ °C}$), так и ритмически-полосчатого более низкотемпературного ($191—154 \text{ °C}$), который образует полого- и крутозалегающие линзовидные тела в верхних частях рудных жил. Частыми являются слабозолотоносные кварцевые жилы небольшой протяженности, относящиеся как к наиболее высокотемпературным ($340—310 \text{ °C}$), так и к относительно низкотемпературным ($230—155 \text{ °C}$) образованиям.

Послепродуктивные арсенопирит-кварцевая и антимонит-кварцевая минеральные ассоциации имеют более низкие температуры образования ($150—125 \text{ °C}$).

Продуктивный этап, судя по графикам изменения температуры и концентрации солей (см. рис. 4), четко характеризуется, как минимум, двумя стадиями рудного процесса, что хорошо коррелирует с нашей схемой развития процесса рудообразования. Особенно отчетливо это соотношение видно на графиках концентраций солей. В то же время показатели температур и давления сильно варьируют, что объясняется фактами резкого приоткрывания рудовмещающих полостей и относительно быстрым охлаждением гидротермальных растворов.

Судя по обилию калиевых минералов в рудах и метасоматитах, существенную роль в рудоносных растворах, формировавших жилы Балейского штокверка и рудного поля в целом, играет калий. Это объясняется тем, что жилы Балейского штокверка представляют собой каркасную систему Балейского купола, формирование которого сопряжено с внедрением штока высококалиевых гранитов, являющихся, по мнению авторов, производными мантийной высококалиевой известково-щелочной магмы. В этом случае состав гидротермальных растворов, естественно, будет отражать особенности состава магматической системы, их «породившей». Указанная особенность растворов является еще одним доказательством того, что формирование кварцевых жил Балейского штокверка генетически связано с формированием одноименного купола.

Анализируя состав последовательно формировавшихся минеральных образований, убеждаемся в том, что состав минерализующих растворов изменялся во времени: в начале каждой стадии повышается кислотность, а вместе с ней и температура (см. таблицу) растворов, к концу стадии кислотность понижается, но повышается щелочность. Особенно отчетливо это проявлено на рудном этапе, когда максимальные значения кислотности и энергетического потенциала минералообразующие растворы имели в начале процесса рудообразования каждой стадии [Балейское..., 1984].

ВЫВОДЫ

Проведенные детальные термо- и криометрические исследования флюидных включений в кварцах золотоносных жил Балейского и Тасеевского месторождений, а также других участков Балейского рудного поля показали, что граничные параметры гидротермального процесса вписываются в следующие интервалы: температура $353—131 \text{ °C}$, давление $150—30$ бар, концентрация солей $7.6—0.5 \text{ мас.\% экв. NaCl}$. Но главной особенностью процесса рудообразования оруденения балейского типа является быстрое падение температуры и давления, что характерно для условий открытых гидротермальных систем. Повышение температуры в начале каждой стадии свидетельствует о пульсирующем характере процесса рудообразования без изменения общей тенденции. Продуктивный этап совпадает с началом резко-

го уменьшения температуры (ниже 225 °С, см. обр. IV в таблице) и концентрации солей в растворе, отражающем становление конвективной ячейки и поступление в систему холодных и слабоминерализованных вадозных вод, что приводит к изменению химического состава раствора и снижению температуры, вызвавших осаждение рудных компонентов.

Суммируя имеющиеся прямые и косвенные геологические и термодинамические данные, вполне правомерно представить формирование эпitherмальных месторождений Балейского рудного поля как результат функционирования в раннемеловой рифтогенный этап единой Балейской рудно-магматической системы в условиях малых глубин и хорошей проницаемости вмещающих пород. Учитывая генетическую связь процесса куполообразования с внедрением штока высококалийных лейкократовых гранитов, согласованность пологих концентрических зон, вмещающих золотоносные жилы и геохимические поля концентрирования золота с его конфигурацией (см. рис. 2 и 3), расположение зоны рудообразования над интрузивными телами вблизи их кровли, источником золотоносных растворов могла быть мантийная высококалийная известково-щелочная магма [Спиридонов и др., 2006]. Не исключается также заимствование части балейского золота из производных ранних циклов ($J_{2,3}$) золотого рудообразования и из вмещающих толщ.

ЛИТЕРАТУРА

Андреева М.Г. Особенности состава и размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии // Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 1, с. 32—45.

Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) /Ред. Н.П. Лавров. М., ЦНИГРИ Миннео СССР, 1984, 271 с.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—27.

Боркош М., Маниличи В. Геотермометрический анализ в качестве критерия для определения термодинамических условий образования гидротермального оруденения // Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, Изд-во Чехосл. АН., 1965, т. 2, с. 356—363.

Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // Геохимия, 2002, № 1, с. 70—79.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

Гладков В.Г., Корольков А.Т., Летунов С.П., Воросов А.Д. Морфологические особенности штокверкового оруденения балейского типа (материалы детального картирования карьеров в масштабе 1:1000) // Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука 1975, 129 с.

Ляхов Ю.В. Некоторые особенности формирования Балейского золоторудного месторождения в свете результатов исследования газовой-жидких включений // II научная конференция Геологической секции им. В.А. Обручева Забайкальского филиала Географич. общ-ва (Тез. докл.). Чита, 1965, с. 144—146.

Ляхов Ю.В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. М., Наука, 1968, с. 240—247.

Найбородин В.И., Гончаров В.И. О температурных условиях двухэтапного формирования золото-серебряного месторождения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1977, т. 2, с. 41—42.

Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР // Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 145—159.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений, т. 2. М., Наука, 1976, с. 3—110.

Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск, Наука, 2000, 192 с.

Семинский Ж.В., Летунов С.П., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Генетические типы и процессы формирования золоторудных систем Юго-Восточной Сибири // Вестник ИрГТУ, 2002, № 12, с. 3—16.

Симонов Ю.И., Максимов С.С. Геодинамическая модель вулканоплутонических структур Забайкалья и принципы крупномасштабного прогнозирования золота // Структуры рудных полей вулканических поясов (материалы Всесоюзного совещания, вып. 1). Владивосток, 1985, с. 16—18.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006, 291 с.

Хомич В.Г., Чеглоков С.В. О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле) // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географич. общ-ва, 1966, вып. 2, с. 77—86.

Хомич В.Г., Чеглоков С.В. Структурные условия локализации и закономерности размещения концентрированного оруденения в Балейском рудном поле // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географич. общ-ва СССР, 1968, вып. 3 (5), с. 70—71.

Юргенсон Г.А. Направленная изменчивость строения агрегатов жильного кварца малоглубинных месторождений как критерий эволюции минералообразующего флюида // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., Наука, 1981, с. 57—58.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М., Недра, 1984, 149 с.

Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В. Балейское рудное поле // Месторождения Забайкалья. М., Геоинформмарк, 1995, т. 1, кн. 2, с. 19—32.

Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic settings of gold deposits in the Transbaikal region (Eastern Siberia, Russia) // Ore Geology Review (Elsevier, Amsterdam), 2001, v. 17, p. 215—232.

*Рекомендована к печати 21 мая 2009 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
9 марта 2009 г.*