

УДК 553.411.071:553.2

ГЕНЕЗИС И МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Ворошилов Валерий Гаврилович¹,

v_g_v@tpu.ru

Молукпаева Диана Калибековна¹,

dkm3@tpu.ru

Тимкин Тимофей Васильевич¹,

timkin@tpu.ru

Савинова Олеся Вячеславовна¹,

logvinenkoov@tpu.ru

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.

Актуальность. Особенность Центрального рудного поля заключается в том, что золотое оруденение целиком локализовано в пределах изначально однородного гранитоидного массива, поэтому выявленная минерально-геохимическая зональность практически целиком обусловлена наложенными постмагматическими процессами. Рудно-метасоматическая зональность проявлена исключительно контрастно и фиксируется различными методами, как традиционными, так и самыми современными. Это создает уникальную возможность для уточнения и совершенствования модели формирования широко проявленного в Алтае-Саянской складчатой области золотого оруденения, связанного со становлением гранитоидных массивов «пестрого состава».

Цель: изучить постмагматические гидротермально-метасоматические процессы и зональность их размещения в Центральном золоторудном поле (Кузнецкий Алатау); обосновать генетическую модель формирования золотого оруденения в рудном поле.

Объекты: гранитоиды, метасоматиты и руды Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау).

Методы: детальное минералого-геохимическое картирование, оптическая и электронная микроскопия, микронзондовый анализ, исследование типоморфных свойств минералов.

Результаты. Закартрированные авторами продукты постмагматической гидротермальной деятельности объединены в четыре формации, сменяющие друг друга во времени и пространстве: 1) альбит-амфиболовых метасоматитов; 2) кварцево-калишпат-биотитовых метасоматитов; 3) эпидот-хлоритовых пропилитов и 4) березитов с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами. Наиболее ранние альбит-амфиболовые метасоматиты приурочены к приподошенной части гранитоидного массива и выше по разрезу (и с юга на север) сменяются сначала кварцево-калишпат-биотитовыми метасоматитами, а затем эпидот-хлоритовыми пропилитами. Околожильные березиты накладываются на все предшествующие метасоматиты. При этом в зоне развития альбит-амфиболовых метасоматитов березиты имеют кварцево-мусковитовый состав, а руды представлены малосульфидными кварцевыми жилами. С юга на север (и снизу вверх рудно-метасоматической колонны) кварцево-мусковитовые березиты сменяются кварцево-карбонат-серицитовыми, а сульфидность жил последовательно возрастает вплоть до 50...80 %. Предложена модель формирования многоярусного золотого оруденения при определяющей рудоконтролирующей роли Кузнецко-Алтайского глубинного разлома.

Ключевые слова:

золоторудные месторождения, метасоматоз, рудно-метасоматическая зональность, Центральное рудное поле, Кузнецкий Алатау.

Введение

Изученное рудное поле располагается вблизи Кузнецко-Алтайского разлома глубинного заложения, в северной части Кузнецкого Алатау. Наиболее древними на описываемой площади являются нижнекембрийские метаморфические сланцы устья анзасской свиты и среднекембрийские известняки, относимые к усинской свите (рис. 1). Несогласно перекрывающая эти отложения толща андезитобазальтов и базальтов бериккульской свиты среднего кембрия является продуктом деятельности островодужного Алтае-Кузнецкого вулканоплутонического пояса (ВПП), с заключительным этапом эволюции которого связывается формирование Центрального массива мартайгинского гранитоидного комплекса [1, 2]. Массив сложен преимущественно гранодиоритами,

которые по мере приближения к контактам сменяются кварцевыми диоритами, диоритами, реже габбро.

Золотое оруденение Центрального рудного поля большинство исследователей связывает со становлением гранитоидного интрузива мартайгинского комплекса.

Месторождения Центрального рудного поля являются классическим примером кварцево-жильного золотого оруденения с околорудной березитизацией. Благоприятным для исследований обстоятельством является то, что все месторождения и рудопроявления целиком размещены в пределах гранитоидного массива, изначально достаточно однородного по составу. Таким образом, выявленная минерально-геохимическая зональность практически целиком обусловлена наложенными постмагматическими процессами. Проведенные исследования позволяют су-

щественно дополнить накопленные на сегодняшний день данные и предложить авторскую гипотезу формирования золотого оруденения, связанного со ста-

новлением гранитоидных массивов «пестрого состава» и широко развитого в пределах Алтае-Саянской складчатой области.

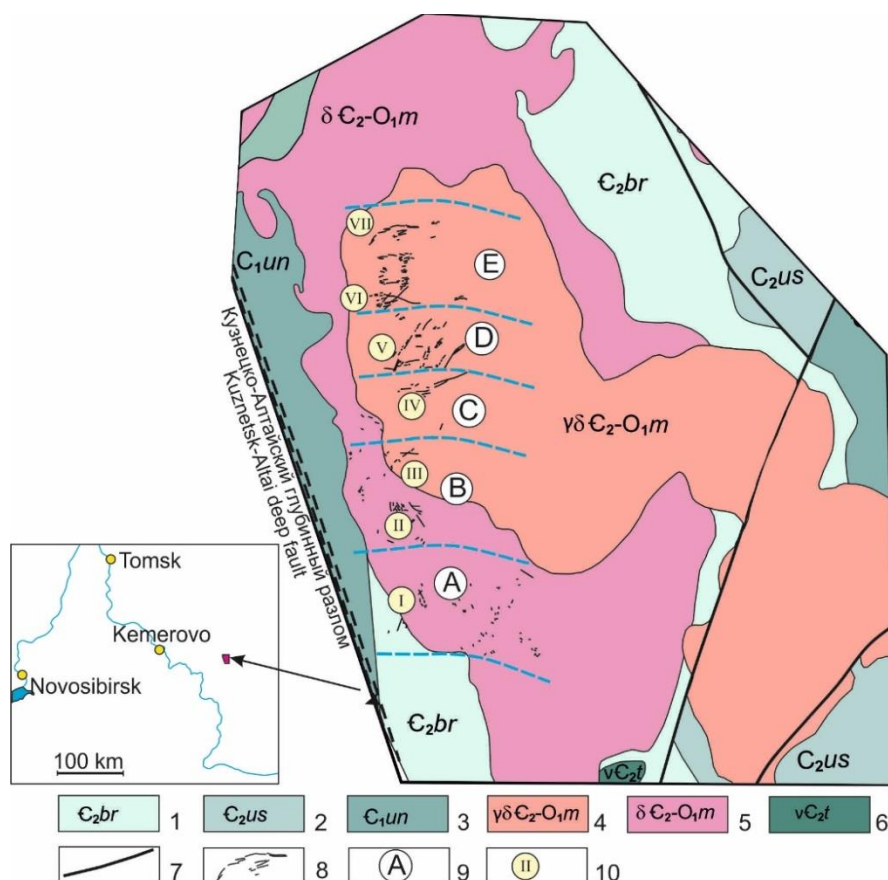


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Центрального рудного поля: 1 – берикольская свита: базальты, андезит-базальты; 2 – усинская свита: мраморизованные битуминозные известняки; 3 – усть-анзасская свита: хлорит-эпидот-актинолит-альбитовые ортосланцы, углисто-кремнистые сланцы; 4 – гранодиориты; 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – основные разрывные нарушения; 8 – золото-сульфидно-кварцевые жилы; 9 – минеральные зоны рудного поля: А – турмалиновая; В – шеелитовая; С – молибденит-халькопиритовая; D – сфалерит-галенитовая; E – арсенопиритовая; 10 – основные месторождения рудного поля: I – Бурлевское; II – Варваринское; III – Окуневское; IV – Хребтовое; V – Юбилейное; VI – Центральное; VII – Октябрьское

Fig. 1. Schematic geological map of the Tsentralnoe ore field: 1 – Berikul Formation: basalts, basaltic andesites; 2 – Usinsk Formation: marbled bituminous limestones; 3 – Ust-Anzas Formation: chlorite-epidote-actinolite-albite orthoschists, carbonaceous-siliceous schists; 4 – granodiorites; 5 – diorites; 6 – gabbro; 7 – main faults; 8 – gold-sulfide-quartz veins; 9 – mineral zones of the ore field: A – tourmaline; B – scheelite; C – molybdenite-chalcocopyrite; D – sphalerite-galena; E – arsenopyrite; 10 – main deposits of the ore field: I – Burlevskoe; II – Varvarinskoe; III – Okunevskoe; IV – Khrebtovoe; V – Yubileynoe; VI – Tsentralnoe; VII – Otktyabrskoe

Фактические материалы и методы исследований

В основу работы положены результаты детального минералого-геохимического картирования доступных горных выработок, керн скважин, отбор образцов и проб-протоколов из отвалов старых шахт и в специализированных геолого-поисковых маршрутах.

Проведен количественный минералогический анализ более 30 проб-протоколов, по методике А.Я. Пшеничкина [3] исследована кристалломорфология пирита в 250 мономинеральных пробах, проведено изучение термоЭДС пирита на установке с разностью температур горячего и холодного электродов в 150°.

Руды и метасоматиты изучались оптическими методами на исследовательском микроскопе Carl Zeiss Axio Imager.A2m, состав рудных минералов определялся на

электронном микроскопе Tescan VEGA с энергодисперсионным микроанализатором Oxford X-Max 50.

Магнитная восприимчивость пород измерялась прибором КТ-10 с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}$ единиц СИ.

Результаты и обсуждение

По мнению [4, 5], формирование массива с участием процессов магматического замещения [6, 7] обусловило развитие в рудном поле пестрой гаммы магматических и метасоматических пород.

Наши наблюдения показывают, что «пестрый» состав гранитоидов в отдельных частях массива связан, прежде всего, с масштабными постмагматическими процессами. В слабоизмененных породах северо-восточной оконечности массива наблюдается лишь

постепенное возрастание основности гранитоидов по мере приближения к контакту с ороговикованными вулканитами берикунской свиты.

Закартированные авторами продукты гидротермальной деятельности объединены в четыре формации (рис. 2): 1) альбит-амфиболовых метасоматитов; 2) кварцево-кашлипат-биотитовых метасоматитов; 3) эпидот-хлоритовых пропилитов; 4) березитов с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами.

Альбит-амфиболовый метасоматоз развит на обширной площади и охватывает значительную часть массива. Изменениям в наибольшей мере подверглись диориты южного фланга массива, но метасомати-

титы развивались также по ранним габброидам и вмещающим вулканитам среднего-основного состава. Метасоматоз начинался с замещения авгита и роговой обманки исходных пород актинолитом с содержанием ферроактинолитовой молекулы 17–30 %. Плагиоклаз практически нацело замещается тонкозернистым серицит-цоизит-альбитовым агрегатом. По преобладающим новообразованным минералам породы названы альбит-актинолитовыми метасоматитами. Содержание магнетита в этих породах ниже, чем в габбро, но выше, чем в диоритах, что дает возможность геометризовать площадь их распространения с использованием карты магнитного поля (рис. 2).

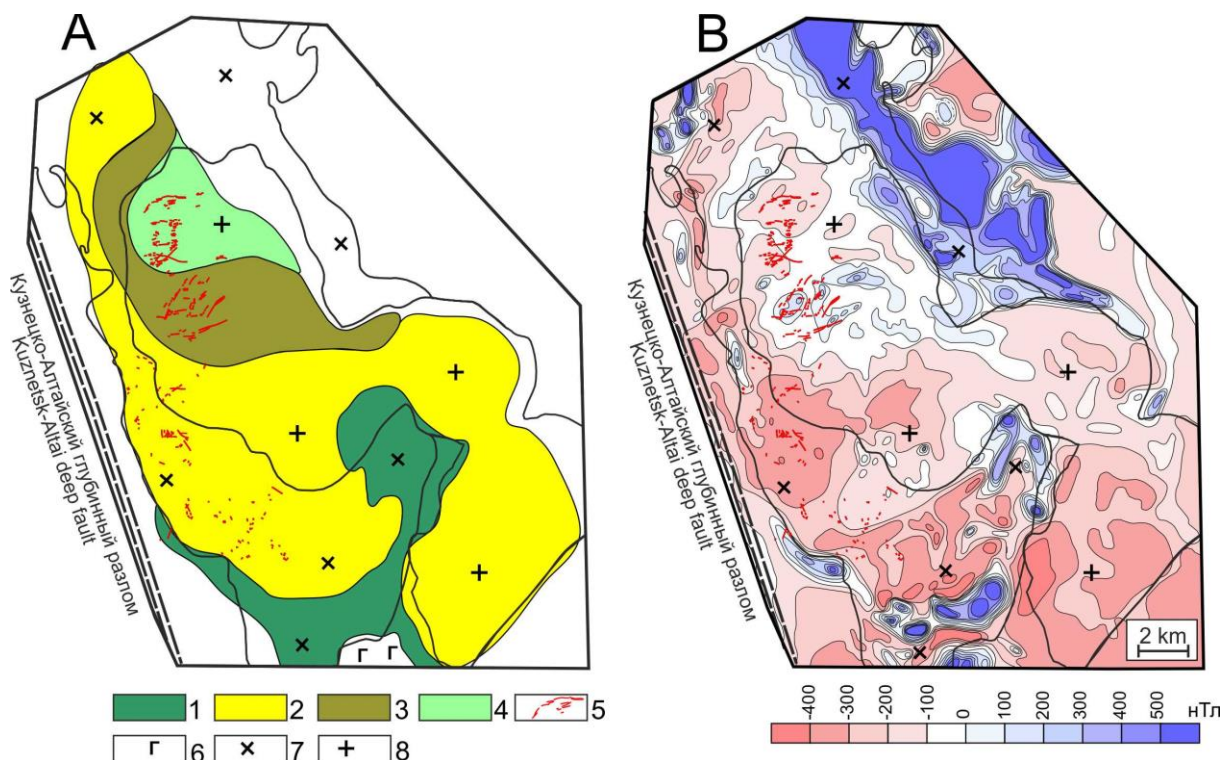


Рис. 2. Площади развития метасоматических формаций в пределах Центрального массива (А) и отражение их в аномальном магнитном поле ΔT (В). Метасоматиты: альбит-амфиболовые: 1 – альбит-актинолитовые; 2 – альбит-роговообманковые; 3 – кварцево-кашлипат-биотитовые; 4 – эпидот-хлоритовые пропилиты; 5 – березиты с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами; 6 – габбро; 7 – диориты; 8 – гранодиориты

Fig. 2. Areas of metasomatic formations within the Tsentralninsky massif (A) and their reflection in the anomalous magnetic field ΔT (B). Metasomatites: albite-amphibole: 1 – albite-actinolite; 2 – albite-hornblende; 3 – quartz-K-feldspar-biotite; 4 – epidote-chlorite propylites; 5 – beresites with conjugated quartz-gold-sulfide veins; 6 – gabbro; 7 – diorites; 8 – granodiorites

Нарастание интенсивности преобразований сопровождалось замещением актинолита обыкновенной роговой обманкой с железистостью 23–38 %, лейкократовая часть породы представлена серицит-цоизит-альбитовым агрегатом с преобладанием альбита. Количественные соотношения альбита и амфибола непостоянны. На отдельных участках наблюдается укрупнение размеров зерен и пространственное обособление лейкократовых и меланократовых (горнблендиты) агрегатов.

Визуально альбит-роговообманковые метасоматиты похожи на диориты, но резко отличаются от них практически полным отсутствием магнетита и низкой

магнитной восприимчивостью, что позволяет надежно картировать их по характеру аномального магнитного поля, где они фиксируются обширными отрицательными аномалиями интенсивностью от –200 до –400 нТл (рис. 2, таблица). Значения магнитной восприимчивости приведены в безразмерных единицах Международной системы единиц (СИ).

Можно отметить, что горнблендиты характерны для фронтальной зоны альбит-амфиболовых метасоматитов, которые дальше, в северном направлении, сменяются кварцево-кашлипат-биотитовыми метасоматитами по гранодиоритам. В районе Варваринского месторождения кварцево-кашлипат-биотитовые мета-

соматиты накладываются на альбит-амфиболовые, что говорит о более позднем возрасте калиевого ме-

тасоматоза, постмагматический характер которого сомнений не вызывает.

Таблица. Магнитная восприимчивость пород и метасоматитов и содержание в них магнетита

Table. Magnetic susceptibility of rocks and metasomatites and the content of magnetite in them

Порода Rock	Количество замеров Number of measurements	Магнитная восприимчивость в $n \cdot 10^{-5}$ единиц СИ Magnetic susceptibility in $n \cdot 10^{-5}$ units in the SI system			Магнетит в пробах-протоколках Magnetite in samples	
		от from	до to	средняя medium	Число проб Number of samples	Среднее содержание, г/т Average content, g/t
Андезибазальты/Andesitebasalts	15	1005	3517	2135	2	2200
Габбро/Gabbro	12	6908	9546	8038	3	20175
Диориты/Diorites	25	1256	3140	2261	2	2540
Гранодиориты/Granodiorites	122	1130	2261	1520	3	2350
Альбит-актинолитовые метасоматиты Albite-actinolite metasomatites	23	1100	3400	2650	2	5380
Альбит-роговообманковые метасоматиты Albite-hornblende metasomatites	136	15	63	40	4	60
Калишпатизированные гранодиорит K-feldspathized granodiorites	158	754	2010	1231	3	1180
Биотитизированные гранодиориты Biotitized granodiorites	251	1256	4396	2763	2	6800
Пропилиты по калишпат-биотитовым метасоматитам Propylites after K-feldspar-biotite metasomatites	181	63	1507	427	2	410
Пропилиты по альбит-амфиболовым метасоматитам Propylites after albite-amphibole metasomatites	22	15	38	25	2	27
Березиты/Beresites	160	1	28	7	2	11

В отношении альбит-амфиболовых метасоматитов вопрос сложнее. Академик Ю.А. Кузнецов писал о том, что в массивах мартайгинского комплекса резкой границы между породами экзо- и эндоконтактных зон нет и можно говорить лишь о переходной зоне шириной в несколько километров, где встречаются как диоритовидные гибридные породы (то есть метасоматиты прогрессивного этапа), так и интрузивные диориты [6]. Учитывая то, что альбит-амфиболовый метасоматоз накладывается как на диоритизированные гибридные породы, так и на магматические гранодиориты, диориты и габбро, мы относим его к наиболее раннему этапу постмагматической деятельности, проявившемуся в приподошенной части массива.

В отличие от натровых метасоматитов, калиевые проявлены более локально и уверенно картируются по горным выработкам и керну скважин в виде зон мощностью в десятки и протяженностью в сотни метров. В центральных частях зон идет интенсивное замещение плагиоклазов калишпатом, а на их флангах – замещение роговой обманки биотитом (рис. 3, А, Б). Эти процессы находят отражение в магнитных свойствах пород (таблица), что облегчает картирование метасоматитов в пространстве.

Ослабленные зоны, к которым приурочен калиевый метасоматоз, использовались в дальнейшем пропилитизирующими растворами. Следствием этого является пространственное совмещение двух формаций метасоматитов. Пропилитизация тоже имеет площадной характер, но проявлена более локально, преимущественно в центральных частях зон калишпатизации (рис. 3, А, Б).

Хлорит-эпидотовый метасоматоз приводит к дальнейшей, весьма интенсивной, дифференциации пород по их магнитной восприимчивости. На фронте пропилитизации, обычно приуроченном к биотитовой зоне калиевых метасоматитов, магнитная восприимчивость резко возрастает. Это связано с тем, что начало хлоритизации биотита сопровождается синхронным отложением значительного количества магнетита (рис. 4). Видимо, это и есть главная причина высокой магнитности зон биотитизации. Дальнейшее возрастание интенсивности пропилитизации приводит к замещению магнетита немагнитными минералами, в том числе сульфидами, что неоднократно наблюдалось нами и другими исследователями на золоторудных месторождениях [8–10]. В итоге в центральных частях пропилитовых зон магнитная восприимчивость пород снижается в 3 раза в сравнении с исходными калишпатизированными гранодиоритами.

Пропилитизация проявлена на всей площади рудного поля, но с разной интенсивностью. В северной части массива, где хлорит-эпидотовый метасоматоз развит в максимальной степени, пропилиты фиксируются в аэромагнитном поле площадной отрицательной аномалией интенсивностью от 0 до –200 нТл. Южнее калишпат-биотитовые метасоматиты подверглись пропилитизации в меньшей степени, и в магнитном поле этот блок выделяется положительной аномалией интенсивностью до 300 нТл.

В процессе пропилитизации альбит-амфиболовых метасоматитов магнетит не образуется, и магнитная восприимчивость пород остается очень низкой (таблица).

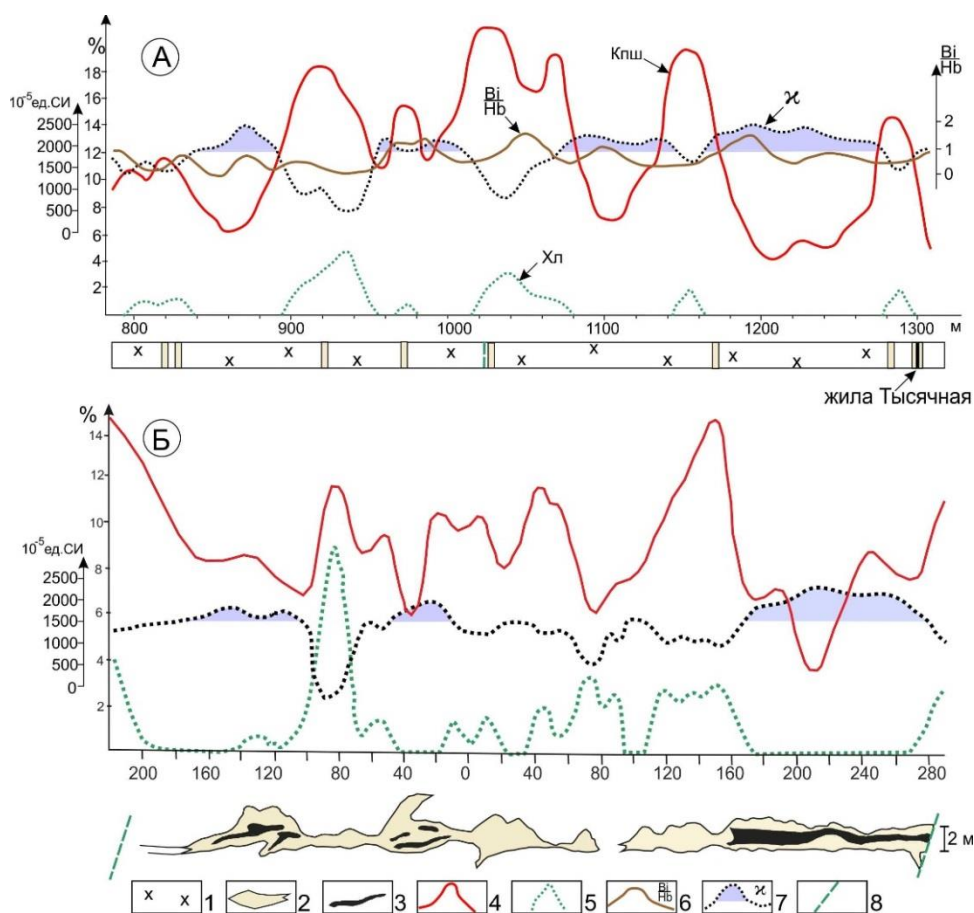


Рис. 3. Магнитная восприимчивость гранодиоритов и содержание в них постмагматических минералов: А) кверилаг Северный, горизонт +336 м; Б) штрек по жиле Тысячной, горизонт +336 м; 1 – гранодиориты; 2 – березиты; 3 – кварцево-сульфидные жилы; содержание минералов: 4 – калишпата; 5 – хлорита; 6 – отношение биотит/роговая обманка; 7 – магнитная восприимчивость гранодиоритов; 8 – дайки спессартитов

Fig. 3. Magnetic susceptibility of granodiorites and the content of postmagmatic minerals in them: A) Severny crosscut, horizon +336 m; B) drift along the vein Tysyachnaya, horizon +336 m; 1 – granodiorites; 2 – beresites; 3 – quartz-sulfide veins; mineral content: 4 – potassium feldspar; 5 – chlorite; 6 – biotite/hornblende ratio; 7 – magnetic susceptibility of granodiorites; 8 – spessartite dikes

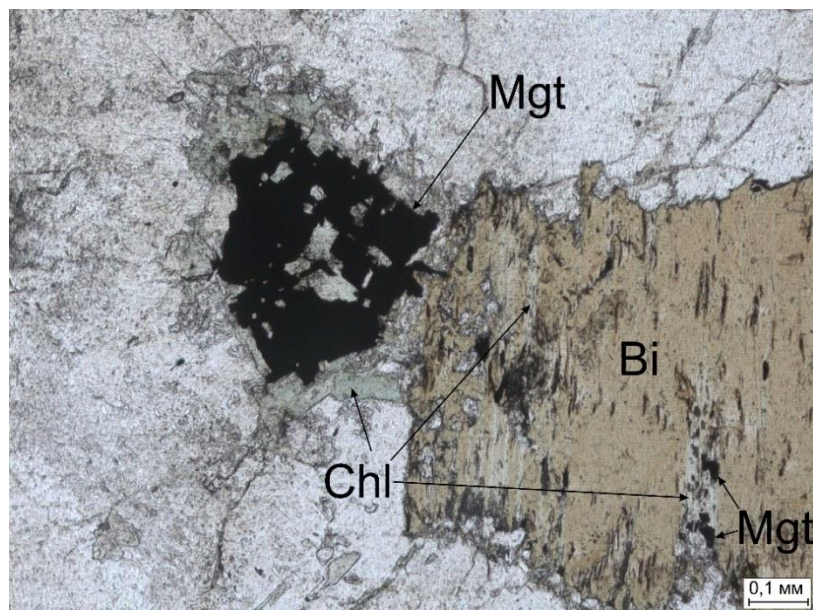


Рис. 4. Замещение биотита (Bi) магнетит (Mgt)-хлоритовым (Chl) агрегатом на фронте пропилитизации. В скрещенных николях

Fig. 4. Replacement of biotite (Bi) by magnetite (Mgt)-chlorite (Chl) aggregate at the propylitization front. In crossed nicols

Березиты с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами тяготеют к тем же зонам повышенной проницаемости, что и пропилиты, локализуясь преимущественно по их периферии в оперяющих трещинах. В альбит-амфиболовых метасоматитах кварцевые жилы пространственно ассоциируют с горнблендитами и лейкократовыми разностями метадiorитов. Здесь же интенсивно проявлены более поздние кварцево-полевошпатовый метасоматоз и пропилитизация. Таким образом, кварцево-жильные пучки пространственно приурочены к своеобразным выступам массива, которые, вероятно, фиксируют пути продвижения интрателлурических (трансмагматических), а затем и постмагматических флюидов.

В составе колонки березитов по гранодиоритам (кварцево-мусковит-анкеритовая фация) нами выделено 8 метасоматических зон [11]:

1. Плагиноклаз, калишпат, хлорит, кварц, магнетит.
2. Плагиноклаз, калишпат, хлорит, кварц, пирит.
3. Плагиноклаз, калишпат, кварц, анкерит, серицит, пирит.
4. Анкерит, серицит, калишпат, кварц, пирит.
5. Анкерит, серицит, кварц, пирит.
6. Мусковит, кварц, пирит.
7. Мусковит, кварц.
8. Кварц.

По мере выклинивания жильной структуры из колонки березитов последовательно выпадают внутренние зоны.

С севера на юг рудного поля, с приближением к глубинному разлому, мощность колонки околожильных березитов уменьшается с 1...3 до 0,5...0,7 м. При этом кварцево-серицит-анкеритовая фация сменяется более высокотемпературной кварцево-мусковитовой. В березитах анкеритовой фации, развивающихся по дайкам основного состава, с севера на юг существенно возрастает количество серицита (с 5...10 до 30 %).

Вертикальная зональность березитов заключается в уменьшении с глубиной относительной мощности внутренних зон метасоматической колонки на фоне возрастания ее общей мощности. Последнее связано со слиянием на глубине отдельных жил и апофиз в общую зону березитизации с прожилковым окварцеванием.

В составе золотоносных жил рудного поля описано свыше 60 минералов, главными из которых являются кварц, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, кальцит, халькопирит, второстепенными – блеклые руды, молибденит, шеелит, пирротин, магнетит, турмалин, теллуриды и сульфосоли, золото. Процесс рудообразования можно подразделить на четыре ступени: кварцево-пиритовую, арсенопиритовую, полисульфидную и теллуридно-сульфосолистую. Золото пространственно ассоциирует со всеми сульфидами, максимальные его концентрации приурочены к участкам совмещения нескольких минеральных ассоциаций.

Детальный анализ процесса рудоотложения заслуживает отдельной публикации, поэтому здесь приведем только информацию, касающуюся зональности в размещении рудных минералов.

Минеральная зональность в масштабах рудного поля проявлена очень контрастно, что в литературе отмечалось неоднократно [11, 12]. С юга на север, по мере удаления от глубинного разлома, последовательно сменяют друг друга такие зоны (по характерным минералам): турмалиновая, шеелитовая, халькопирит-молибденитовая, галенит-сфалеритовая, арсенопиритовая (рис. 1). В этом же направлении количество сульфидов в жилах возрастает с 5...8 до 50...80 %. Сходным образом изменяются в пространстве характер термо-ЭДС пирита, термолюминесцентные свойства жильного кварца, проба золота. Температура рудообразования с юга на север рудного поля снижается в среднем на 100° (с 240...270 до 140...170 °С).

В составе гипогенной теллуридно-сульфосолистой минерализации нами выявлены (в порядке отложения): халькопирит-2 (CuFeS_2) → блеклая руда $\text{Cu}_{12}(\text{Sb}_{1,4}\text{As}_{0,6})_4\text{S}_{13}$ → галенит-2 PbS → (гессит Ag_2Te , штютцит Ag_5Te_3) → (матильдит AgBiS_2 , волинскит AgBiTe_2) → козалин ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$) → (тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, жозеит $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$) → (теллуридовисмутит Bi_2Te_3 , пильзенит $\text{Bi}_{11}\text{Te}_{10}$, верлит Bi_3Te_2 , густавит Bi_3S_6). На южном фланге рудного поля (Бурлевское месторождение) выявлены только теллуридовисмутит и тетрадимит, на Хребтовом месторождении набор перечисленных минералов максимально разнообразный, на северном фланге (Октябрьское месторождение) выявлены только халькопирит-2, блеклая руда и галенит-2. Зональность отложения поздней минерализации, таким образом, является центростремительной по отношению к Кузнецко-Алтайскому глубинному разлому.

Отчетливо проявляется горизонтальная зональность и в широтном направлении, по простиранию жил. Она заключается в распространении поздних золотоносных парагенезисов в центральных частях жил и преобладании ранней кварцево-пиритовой минерализации на их периферии. Кроме того, на западных флангах жильных пучков преобладает более поздняя минерализация, чем на восточных.

Вертикальная зональность минерального состава руд до глубин 900...1000 м по падению жил слабо контрастна и заключается в незначительном увеличении температуры гомогенизации жильного кварца, возрастании доли пиритов с электронным типом проводимости и изменении кристалломорфологических свойств пирита. Зональность кварцево-сульфидных линз контрастная, центростремительная, с сокращением площади минералоотложения от ранних ступеней к поздним.

Замечательной особенностью локализации золотого оруденения является приуроченность его к высокомагнитным блокам в гранитоидах на всех иерархических уровнях, вплоть до отдельных рудных столбов (рис. 2, 5). Эта особенность в отношении локализованного в гранитоидах золотого оруденения неоднократно отмечалась в публикациях, посвященных геофизическим исследованиям, где объяснялась возможным воздействием метасоматических процессов, без их детализации [13, 14].

Полученные нами данные позволяют утверждать, что золотое оруденение формируется на выходе гидротермальных растворов из объемных высокопроницаемых зон (низкомагнитные калишпатизированные и пропилитизированные гранодиориты) в трещины-ловушки на их периферии (высокомагнитные биотитизированные гранодиориты). Рудоподводящими флюидопроводниками, судя по рисунку магнитного поля, являлись дайки спессартитов, интенсивно пропилитизированные и березитизированные. Вмещающие дайки разломы, падающие под углом около 80° на юго-запад, дренировали на глубине рудоконтролирующий Кузнецко-Алтайский разлом, а оперяющие их субширотные дайки нередко

сами являются рудными телами вместе с приуроченными к ним кварцево-сульфидными жилами.

Объяснить все перечисленные факты только наличием остаточных рудогенерирующих очагов в гранитоидах не представляется возможным, поскольку определяющая роль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в размещении всех фаций гидротермалитов очевидна. Латеральная зональность в этом случае может объясняться различной глубиной залегания рудоконтролирующего разлома, а малая контрастность вертикальной зональности обусловлена термостатированными условиями рудоотложения при очень быстром заполнении рудовмещающих трещин.

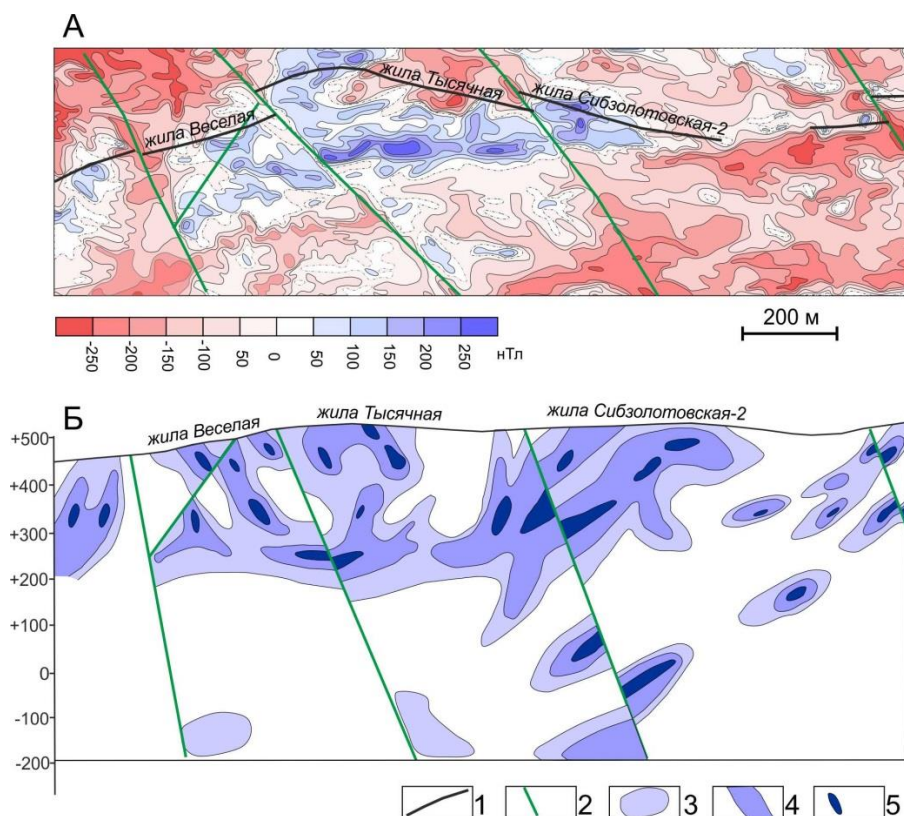


Рис. 5. Положение жил Октябрьского месторождения в магнитном поле (А) и распределение золото-сульфидной минерализации в плоскости жил (Б); 1 – выход жил на поверхность; 2 – дайки спессартитов; сульфидные минеральные парагенезисы: 3 – пирит+кварц; 4 – пирит+арсенопирит; 5 – сфалерит+галенит+халькопирит±пирротин

Fig. 5. Position of the veins of the Oktyabrskoe deposit in a magnetic field (A) and distribution of gold-sulfide mineralization in the plane of the veins (B); 1 – exit of veins to the surface; 2 – spessartite dikes; sulfide mineral paragenesis: 3 – pyrite+quartz; 4 – pyrite+arsenopyrite; 5 – sphalerite+galena+chalcopyrite±pyrrhotite

Связь оруденения с магматизмом, таким образом, является опосредованной, парагенетической, как это в большинстве случаев интерпретируется и для зарубежных месторождений [15–19].

Кузнецко-Алтайский глубинный разлом рассматривается в настоящее время как палеозона Заварицко-Беньофа, с которой связаны процессы субдукции и последующей коллизии с формированием вулканических и магматических комплексов и, в конечном итоге, золотого оруденения [2, 3]. Главный сместитель разлома падает под углом 70° в восточном направлении. По данным Л.В. Алабина, практически все золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау локали-

зуются вдоль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, формируя Главный золоторудный металлогенетический пояс Кузнецкого Алатау протяженностью в 600 км при ширине в первые десятки км [20].

Простые геометрические построения показывают, что главный сместитель Кузнецко-Алтайского разлома в южной части рудного поля (Бурлевское месторождение) находится на глубине около 3 км, а на северном фланге (Октябрьское месторождение) – на глубине 12...15 км. Исходя из этого, вертикальный интервал многоярусного оруденения составляет не менее 10 км, а протяженность отдельных минералогических зон (месторождений), приуроченных к со-

пряжению глубинного разлома с поперечными структурами, – около 2 км. Близкие цифры приводят в своем обзоре по сходным рудно-метасоматическим системам мира американские геологи [21, 25, 26]. Решающая роль структурных факторов в размещении золотого оруденения, в том числе магматогенного, отмечается многими исследователями [23–30]. Соответственно, градиент изменения температуры рудообразующих растворов в вертикальном направлении можно оценить в 10 градусов на километр, что вполне согласуется с результатами изучения газово-жидких включений. Находит объяснение и горизонтальная зональность по простиранию жильных пучков: на восточных флангах жил рудоподводящие дайки-флюидопроводники вскрывали источник флюидов на большей глубине, чем на западных.

Заключение

Центральное рудное поле представляет собой идеальный объект для исследования кварцево-жильного золотого оруденения, связанного со становлением так называемых гранитоидных массивов «пестрого состава». С такими массивами в пределах Алтае-Саянской складчатой области повсеместно пространственно связано золотое оруденение, причем не только кварцево-жильного типа, что позволяет в отношении генезиса руд трактовать полученные результаты более широко.

Закартированные авторами продукты постмагматической гидротермальной деятельности объединены в 4 формации, сменяющие друг друга во времени и пространстве: 1) альбит-амфиболовых метасоматитов;

2) кварцево-калишпат-биотитовых метасоматитов; 3) эпидот-хлоритовых пропилитов и 4) березитов с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами.

Наиболее ранние альбит-амфиболовые метасоматиты приурочены к приподошвенной части гранитоидного массива и выше по разрезу (и с юга на север рудного поля) сменяются сначала кварцево-калишпат-биотитовыми метасоматитами, а затем эпидот-хлоритовыми пропилитами. Околожильные березиты накладываются на все предшествующие метасоматиты. При этом в зоне развития альбит-амфиболовых метасоматитов березиты имеют кварцево-мусковитовый состав, а руды представлены малосульфидными кварцевыми жилами. С юга на север рудного поля (и снизу вверх в рудно-метасоматической колонне) кварцево-мусковитовые березиты сменяются кварцево-карбонат-серицитовыми, а сульфидность жил последовательно возрастает вплоть до 50...80 %.

Многоярусное золотое оруденение приурочено к узлам сопряжения Кузнецко-Алтайского глубинного разлома с поперечными рудоконтролирующими структурами, вещественным выражением которых являются пояса интенсивно пропилитизированных и березитизированных даек лампрофиров. Протяженность по вертикали отдельных ярусов (месторождений) – около 2 км, общая вертикальная протяженность рудно-метасоматической колонны при современном уровне среза – до 10 км.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта FSWW-2023-0010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
2. Куртигешев В.С., Токарев В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-X (Центральный). Объяснительная записка. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 171 с.
3. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение) / А.Ф. Коробейников, В.А. Нарсеев, А.Я. Пшеничкин и др. – М.: ЦНИГРИ, 1993. – 216 с.
4. Алабин Л.В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1971. – С. 169–213.
5. Хомичев В.Л., Алабин Л.В., Курмей А.Е. Центральный массив – эталон мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1994. – 160 с.
6. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – Новосибирск: Наука, 1989. – 394 с.
7. Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма. Избранные труды. – М.: Наука, 1993. – 239 с.
8. Минералогия руд Сохатинского золоторудного месторождения (Северо-Восток Азии, Россия) / Т.В. Тимкин, В.Г. Ворошилов, М.В. Юркова, М. Зиани // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 4. – С. 53–65.
9. Replacement of magnetite by pyrite under hydrothermal conditions / G. Qian, A. Pring, J. Brugger, W.M. Skinner, G. Chen // Journal of Geochemical Exploration. – 2009. – V. 101 – № 1. – С. 83.
10. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia / Y.H. Sung, J. Brugger, C. Ciobanu, A. Pring, W. Skinner, M. Nugus // Mineralium Deposita. – 2009. – V. 44. – P. 765–791.
11. Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау) // Руды и металлы. – 1995. – № 3. – С. 68–80.
12. Баженов В.И. О проявлении горизонтальной зональности оруденения в Центральном рудном поле // Известия Томского политехнического института. – 1971. – Т. 177. – С. 3–9.
13. Ерофеев Л.Я., Орехов А.Н. Геолого-геофизические условия на золоторудных полях Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 324. – № 1. – С. 81–86.
14. Ерофеев Л.Я. О характере и природе изменчивости магнитной восприимчивости гранитоидов // Геофизика. – 2003. – № 5. – С. 63–66.
15. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relation ship to other gold deposit types / D. Groves, R. Goldfarb, M. Gebre-Mariam, S. Hagemann, F. Robert // Ore Geology Reviews. – 1998. – V. 13. – № 1–5. – P. 7–27.
16. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance / D. Groves, R. Goldfarb, F. Robert, C.J.R. Hart // Economic Geology. – 2003. – V. 98. – № 1. – P. 1–29.
17. Distribution, character and genesis of Gold Deposits in Metamorphic terranes / R.J. Goldfarb, T. Baker, B. Dube, D.I. Groves, C.J.R. Hart, P. Gosselin // Economic Geology. – 2005. – 100th Anniversary Volume. – P. 407–450.
18. Zohair B.A. Controls on lode gold mineralization, Romite deposit, South Eastern Desert, Egypt // Geoscience Frontiers. – 2012. – V. 3. – № 5. – P. 571–585.

19. Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, Iran / H. Kouhestani, N. Rashidnejad, E. Rastad, M. Mohajjel, R. Goldfarb, M. Ghaderi // *Journal of Asian Earth Science*. – 2014. – V. 91. – P. 89–106.
20. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1999. – 237 с.
21. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore geology reviews*. – 2001. – V. 18. – P. 1–5.
22. Chen Y.J. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential // *Geology in China*. – 2006. – V. 33. – № 6. – P. 1181–1196.
23. Волков А.В., Сидоров А.А. Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов арктической зоны России // *Арктика: экология и экономика*. – 2018. – Т. 31. – № 3. – С. 84–98.
24. Некрасов Е.М. Локализация руд золота в разломах разных типов // *Известия вузов. Геология и разведка*. – 2019. – № 6. – С. 33–43.
25. Возраст золотого оруденения месторождения Унгличкан (Дальний Восток России): результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических исследований / А.Ю. Кадашникова, А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин, А.В. Пономарчук // *Геология и геофизика*. – 2022. – Т. 63. – № 2. – С. 219–229.
26. Дамдинов Б.Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // *Геология рудных месторождений*. – 2019. – Т. 61. – № 2. – С. 23–38.
27. Шарова Т.В., Ревинский Ю.А. «Чуждые» минеральные ассоциации и многоярусность золоторудного месторождения Джамгыр (Западный Тянь-Шань) // *Международный исследовательский журнал*. – 2021. – Т. 103. – № 1–2. – С. 30–36.
28. Alteration and mineralization patterns in orogenic gold deposits: constraints from deposit observation and thermodynamic modeling / Li H., Qingfei W., Yang L., Dong C. // *Chemical Geology*. – 2022. – V. 607. – № 4. – P. 121012.
29. Tibetan ore deposits: a conjunction of accretionary orogeny and continental collision / J. Deng, Q. Wang, X. Sun, L. Yang, D. Groves, Q. Shu, L. Gao, L. Yang, K. Qiu, C. Wang, C. Dong // *Earth-Science Reviews*. – 2022. – V. 235. – P. 104245.
30. Goldfarb R.J., Iain Pitcairn I. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? // *Mineralium Deposita*. – 2023. – V. 58. – P. 5–35.

Поступила: 03.03.2023 г.

Прошла рецензирование: 20.03.2023 г.

Информация об авторах

Ворошилов В.Г., доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета.

Молукпаева Д.К., аспирант отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета.

Тимкин Т.В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета.

Савинова О.В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета.

GENESIS AND MINERAL-GEOCHEMICAL ZONING OF THE QUARTZ-VEIN GOLD DEPOSIT TSENTRALNOE (KUZNETSK ALATAU)

Valery G. Voroshilov¹,
v_g_v@tpu.ru

Diana K. Molukpaeva¹,
dkm3@tpu.ru

Timofey V. Timkin¹,
timkin@tpu.ru

Olesya V. Savinova¹,
logvinenkoov@tpu.ru

¹ National Research Tomsk Polytechnic University,
30, Lenin avenue, Tomsk, 634050, Russia.

Relevance. The peculiarity of the Tsentralnoe ore field consists in the fact that gold mineralization is entirely localized within the initially homogeneous granitoid massif, therefore, the identified mineral-geochemical zoning is almost entirely caused by superimposed post-magmatic processes. The ore-metasomatic zoning is extremely contrasting and is fixed by various methods, both traditional and the most modern. This creates a unique opportunity to refine and improve the model of formation of gold mineralization, which is widely manifested in the Altai-Sayan folded region, associated with the formation of granitoid massifs of «variegated composition».

The purpose of the research is to study postmagmatic hydrothermal-metasomatic processes and the zoning of their location in the Tsentralnoe gold field (Kuznetsk Alatau); substantiate the genetic model of the formation of gold mineralization in the ore field.

Objects: granitoids, metasomatites and ores of the Tsentralnoe ore field (Kuznetsk Alatau)

Methods: detailed mineralogical and geochemical mapping, optical and electron microscopy, microprobe analysis, study of the typomorphic properties of minerals.

Results. The products of postmagmatic hydrothermal activity mapped by the authors are combined into four formations that replace each other in time and space: 1) albite-amphibole metasomatites; 2) quartz-K-feldspar-biotite metasomatites; 3) epidote-chlorite propylites; 4) beresites with conjugated quartz-gold-sulfide veins. The earliest albite-amphibole metasomatites are confined to the bottom part of the granitoid massif and higher along the section (and from south to north) are replaced first by quartz-K-feldspar-biotite metasomatites, and then by epidote-chlorite propylites. Near-vein beresites are superimposed on all previous metasomatites. At the same time, in the zone of development of albite-amphibole metasomatites, beresites have a quartz-muscovite composition, and ores are represented by low-sulfide quartz veins. From south to north (and from bottom to top), quartz-muscovite beresites are replaced by quartz-carbonate-sericite ones, and the sulfide content of the veins consistently increases up to 50–80 %. A model is proposed for the formation of multi-tiered gold mineralization with the determining ore-controlling role of the Kuznetsk-Altai deep fault.

Key words:

gold deposits, metasomatism, ore-metasomatic zoning, Tsentralnoe ore field, Kuznetsk Alatau.

The research was financially supported by the project FSWW-2023-0010.

REFERENCES

- Shokalskiy S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M. *Korrelatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Correlation of igneous and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded area]. Novosibirsk, SO RAN Publ., 2000. 187 p.
- Kurtigeshev V.S., Tokarev V.N. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-X (Tsentralny). Obyasnitelnaya zapiska* [State geological map of the Russian Federation, scale 1:200000. Second edition. Kuzbass series. Sheet N-45-X (Central). Explanatory letter]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2008. 171 p.
- Korobeynikov A.F., Narseev V.A., Pshenichkin A.Ya., Revyakina P.S., Arifulov Ch.Kh. *Pirity zolotorudnykh mestorozhdeniy (svoystva, zonalnost, prakticheskoe primeneniye)* [Pyrites of gold deposits (properties, zoning, practical application)]. Moscow, TsNIGRI Publ., 1993. 216 p.
- Alabin L.V. *Tsentralninskiy massiv Martayginskogo granitoidnogo kompleksa (Kuznetskiy Alatau)* [Centralnaya massif of the Martaiga granitoid complex (Kuznetsk Alatau)]. *Magmaticheskii formatsii Sibiri i Dalnego Vostoka* [Igneous formations of Siberia and Far East]. Moscow, Nauka Publ., 1971. pp. 169–213.
- Khomich V.L., Alabin L.V., Kurney A.E. *Tsentralny massiv – etalon martayginskogo granitoidnogo kompleksa (Kuznetskiy Alatau)* [The central massif is the standard of the Martaiga granitoid complex (Kuznetsk Alatau)]. Novosibirsk, SNIIGGIMS Publ., 1994. 160 p.
- Kuznetsov Yu.A. *Glavnye tipy magmaticheskikh formatsiy* [Main types of igneous formations]. Novosibirsk, Nauka, 1989. 394 p.
- Korzhinsky D.S. *Osnovy metasomatizma i metamagmatizma. Izbrannye trudy* [Fundamentals of metasomatism and metamagmatism. Selected writings]. Moscow, Nauka Publ., 1993. 239 p.
- Timkin T.V., Voroshilov V.G., Yurkova M.V., Mansour Z. Ore mineralogy of Sokhatiny gold deposit (Northeast Asia, Russia). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2022, vol. 333, no. 4, pp. 53–65. In Rus.
- Qian G., Pring A., Brugger J., Skinner W.M., Chen G. Replacement of magnetite by pyrite under hydrothermal conditions. *Journal of Geochemical Exploration*, 2009, vol. 101, no. 1, pp. 83.
- Sung Y.H., Brugger J., Ciobanu C., Pring A., Skinner W., Nugus M. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multi-stage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields

- Province, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 2009, vol. 44, pp. 765–791.
11. Voroshilov V.G. Conditions for the formation of the Central ore field in granitoids (Kuznetsk Alatau). *Ores and Metals*, 1995, no. 3, pp. 68–80. In Rus.
12. Bazhenov V.I. On the manifestation of horizontal zoning of mineralization in the Central ore field. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic Institute*, 1971, vol. 177, pp. 3–9. In Rus.
13. Erofeev L.Ya., Orekhov A.N. Geological and geophysical conditions in the gold fields of Siberia. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2014, vol. 324, no. 1, pp. 81–86. In Rus.
14. Erofeev L.Ya. On the nature and nature of the variability of the magnetic susceptibility of granitoids. *Geophysics*, 2003, no. 5, pp. 63–66. In Rus.
15. Groves D., Goldfarb R., Gebre-Mariam M., Hagemann S., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 1998, vol. 13, no. 1–5, pp. 7–27.
16. Groves D., Goldfarb R., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 2003, vol. 98, no. 1, pp. 1–29.
17. Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character and genesis of Gold Deposits in Metamorphic terranes. *Economic Geology*, 2005, 100th anniversary volume, pp. 407–450.
18. Zoheir B.A. Controls on lode gold mineralization, Romite deposit, South Eastern Desert, Egypt. *Geoscience Frontiers*, 2012, vol. 3, no. 5, pp. 571–585.
19. Kouhestani H., Rashidnejad-Omran N., Rastad E., Mohajjel M., Goldfarb R.J., Ghaderi M. Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 2014, vol. 91, pp. 89–106.
20. Alabin L.V., Kalinin Yu.A. *Metallogeniya zolota Kuznetskogo Alatau* [Metallogeny of gold in the Kuznetsk Alatau]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1999. 237 p.
21. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore geology reviews*, 2001, vol. 18, pp. 1–5.
22. Chen Y.J. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 2006, vol. 33, no. 6, pp. 1181–1196.
23. Volkov A.V., Sidorov A.A. Forecast exploration model of gold deposits associated with granitoid intrusions of the Russian arctic zone. *Arctic Ecology Economy*, 2018, vol. 31, no. 3, pp. 84–98. In Rus.
24. Nekrasov E.M. Localisation of gold ores in faults of different types. *Proceedings of higher educational establishments. Geology and exploration*, 2019, no. 6, pp. 33–43. In Rus.
25. Kadashnikova A.Y., Sorokin A.A., Ponomarchuk A.V., Trav-in A.V., Ponomarchuk V.A. The age of gold mineralization of the Unglichikan deposit (Russian Far East): results of 40Ar/39Ar dating. *Russian Geology and Geophysics*, 2022, vol. 63, no. 2, pp. 184–192.
26. Daminov B.B. Mineral types of gold deposits and regularities of their localization in southeastern East Sayan. *Geology of Ore Deposits*, 2019, vol. 61, no. 2, pp. 23–38. In Rus.
27. Sharova T.V., Revinsky Yu.A. «Foreign» mineral associations and multi-stage nature of the Jamgyr gold deposit (Western Tien-Shan). *International scientific journal*, 2021, vol. 103, no. 1–2, pp. 30–36. In Rus.
28. Li H., Qingfei W., Yang L., Dong C. Alteration and mineralization patterns in orogenic gold deposits: Constraints from deposit observation and thermodynamic modeling. *Chemical Geology*, 2022, vol. 607, no. 4, pp. 121012.
29. Deng J., Wang Q., Sun X., Yang L., Groves D., Shu Q., Gao L., Yang L., Qiu K., Wang C., Dong C. Tibetan ore deposits: a conjunction of accretionary orogeny and continental collision. *Earth-Science Reviews*, 2022, vol. 235, pp. 104245.
30. Goldfarb R.J., Iain Pitcairn I. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? *Mineralium Deposita*, 2023, vol. 58, pp. 5–35.

Received: 3 March 2023.

Reviewed: 20 March 2023.

Information about the authors

Valery G. Voroshilov, Dr. Sc., professor, National Research Tomsk Polytechnic University.

Diana K. Molukpaeva, postgraduate student, National Research Tomsk Polytechnic University.

Timofey V. Timkin, Cand. Sc., associate professor, National Research Tomsk Polytechnic University.

Olesya V. Savinova, Cand. Sc., associate professor, National Research Tomsk Polytechnic University.