

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ КОММУНАР

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ (ТПИ)

Коммунаровский золоторудный район известен своими россыпными и коренными объектами со второй половины прошлого века и издавна привлекал внимание многих исследователей (А. М. Зайцев, П. П. Гудков, В. А. Обручев, Я. С. Эдельштейн, А. Я. Булытников, Д. И. Каллиников, А. А. Аргунова, В. Г. Янкелевич, П. С. Бернштейн, Т. М. Кайкова, Н. А. Фогельман, А. Е. Шабаловский, Е. П. Миронов, Н. И. Попов, С. В. Майнагашев, Л. Г. Осипов, С. С. Ильенок, Н. А. Охалкин, А. В. Бозин, В. М. Ярошевич и др.). Тем не менее многие вопросы геологии, и особенно метаморфизма, метасоматоза и рудообразования, оставались изученными недостаточно, что отрицательно сказывалось на перспективной оценке рудного поля и направлении поисково-разведочных работ. Это обстоятельство и побудило автора провести детальные геолого-минералогические исследования контактово-метасоматических и гидротермальных комплексов, их генезиса, условий локализации и связи с интрузивным магматизмом.

Описываемый район располагается на восточном склоне Кузнецкого Алатау, к югу от границы последнего с Чебаковской депрессией Минусинской межгорной впадины, в левобережье р. Белого Июса и его притоков. Геологические особенности района обусловлены расположением его в пределах Июско-Сыйской структурно-фациальной зоны, которая характеризуется большой мощностью (16—18 км) верхнепротерозойских, нижне- и среднекембрийских отложений геосинклинального типа [1, 8]. Эти образования собраны в крупные складки субмеридионального и СВ простирания, осложненные складками второго, третьего и более высоких порядков. Главной пликативной структурой района является коммунаровская антиклиналь, которая к востоку-северо-востоку сменяется сыйско-ефремкинской синклиналью [1, 8]. Рудное поле размещается на восточном крыле названной антиклинали, вблизи ее осевой линии, и слагается породами диабазово-порфиритовой и вулканогенно-осадочной толщ нижнепалеозойского [10] или, возможно, даже докембрийского [3, 8] возраста. Породы обеих толщ прорваны небольшими субпослойными телами амфиболитизированных габбро-диоритов ($Pt_3?$), крупным Солгонским гранодиоритовым массивом ($Ст_3 - O$) (интрузия кварцевых монзонитов, по А. Я. Булытникову) и мелкими штоко- и дайкообразными телами оливиновых габбро, габбро-порфиритов, генетически связанных, скорее всего, с девонской габбро-сиенитовой интрузией.

При становлении субпластовых тел габбро-диоритового комплекса возникли маломощные зоны роговиков и автометаморфических амфибо-

литов. Гидротермальных образований в связи с формированием габбро-диоритовых тел автором не установлено. Однако А. Я. Булытников с этой интрузией ранее связывал штокверковое золото-кварцевое оруденение.

Внедрение гранодиоритового комплекса сопровождалось формированием серии контактово-метасоматических и гидротермальных образований, начиная с роговиков, магнезиальных метасоматитов магматической стадии, щелочных метасоматитов, скарнов и послескарновых метасоматитов и кончая разнообразными гидротермальными жилами, включая и золото-кварцевые (табл. 1).

Формирование мелких штоко- и дайкообразных тел габбро-сиенитового комплекса ограничивалось слабыми эндо- и экзоконтактовыми преобразованиями, выразившимися в частичном ороговиковании, известково-щелочном метасоматозе и в проявлении единичных кварцево-кальцитовых жил.

В целом в пределах рудного поля существенным развитием пользуются только контактово-метасоматические и гидротермальные породы, возникшие в период формирования гранодиоритового плутона и его дайковой серии. В связи с этим в дальнейшем остановимся только на их характеристике.

Магнезиальные метасоматиты включают существенно пироксеновые и роговообманковые породы в апикальной части гранодиоритового массива и ороговикованных порфиритов кровли, за счет которых они и образованы. В отличие от гибридных пород для них характерны приуроченность к тектоническим зонам, зональное строение (в центре тел господствуют плагиоклаз-пироксен-оливиновые породы, сменяющиеся к периферии существенно роговообманковыми), замещение существенно пироксеновых роговообманковыми ассоциациями в условиях нарастающего, а затем снижающегося температурного градиента. Анализ баланса вещества при метасоматозе показал, что возникновение описываемых комплексов обязано процессам магнезиального метасоматоза алюмосиликатных пород [6], а метасоматическая колонка относится к инфильтрационному типу (по Д. С. Коржинскому [4]). Для метасоматитов характерно выравнивание химических составов их и замещаемых пород, приводящее к общей базификации [6].

Кроме того, в диоритах эндоконтакта интрузива встречены единичные ксенолиты метасоматизированных известняков — доломит-форстеритовых кальцифиров. Изучение баланса вещества при метасоматозе говорит о реакционном характере процесса преобразования ксенолитов известняков на контакте с диоритами апикальной части интрузии еще в магматическую стадию.

Щелочные метасоматиты включают кварцево-альбитовые и скаполитовые породы, слагающие линейные тела соответственно субширотного и субмеридионального простирания. Альбитизации и скаполитизации подверглись породы диабазово-порфиритовой толщи и частично диориты материнской интрузии. Образование кварцево-альбитовых, а затем и скаполитовых пород связано соответственно с процессами инфильтрационного кремнево-щелочного и известково-натрового метасоматоза (табл. 2) в раннюю щелочную стадию послемагматического минералообразования (по классификации Д. С. Коржинского). Возникновение альбитовых и скаполитовых пород определяется вариациями концентраций в растворах кальция, натрия, хлора, углекислоты в соответствии с физико-химическими условиями среды.

Скарны формируются за счет карбонатных и алюмосиликатных пород в зонах инфильтрации известково-магнезиальных растворов. Все разнообразие скарнов зависит от степени прогрева замещаемой среды, состава растворов и исходных пород: в богатых кальцием и менее прогретых средах возникают более железистые скарновые минералы, чем

Схема классификации контактно-метасоматических и гидротермальных образований из ореола солгонской гранодиоритовой интрузии рудного поля «Коммунар»

Тип процесса	Этапы минералообразования	Периоды минералообразования (формации)	Ступени минералообразования (фазии)
Магматический	Контактно-метаморфический	Контактовых роговиков и мраморов	Плагиоклаз-пироксеновые, жедритовые, плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотитовые роговики, мраморы
		Магнезиальных метасоматитов	1. Кальцит-доломит-форстеритовые кальцифиры 2. Плагиоклаз-пироксен-оливиновые, пироксеновые породы; 3. Плагиоклаз-роговообманковые, роговообманковые породы
		Известково-натровых метасоматитов	1. Кварцево-альбитовые (с роговой обманкой) породы 2. Скаполитовые породы
Послемагматический	Контактно-метасоматический	Известковых скарнов	1. Апоизвестняковые диопсид-салит-геденбергитовые — салит-андрадитовые, волластонитовые скарны; 2. Апоалюмосиликатные пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые скарны; 3. Околоскарновые породы
		Послескарновых метасоматитов (магнетитовых руд)	Магнетитовые, эпидотовые, тремолит-актинолитовые, хлоритовые и кварц-кальцит-хлоритовые породы
		Кварцево-золотых руд	1. Кварцево-пирротиновая; 2. Кварцево-золотая; 3. Кварцево-халькопирит-теллуровисмутитовая; 4. Кварцево-сфалерит-галенитовая (с убогим содержанием золота); 5. Кальцит-кварц-хлоритовая
Гидротермальный	Околорудных метасоматитов	Околорудных метасоматитов	1. Эпидотовая; 2. Амфиболовая (актинолитовая); 3. Альбитовая; 4. Серицит-карбонат-пиритовая (березитовая); 5. Кварцевая; 6. Кальцит-хлоритовая; 7. Кальцит-анкеритовая; 8. Пренитовая

в алюмосиликатных. Изучение химизма образования скарнов (табл. 3) позволяет говорить о выносе железа из подстилающих алюмосиликатных пород. Высвобождающееся из метаморфизируемых эффузивов железо частично пошло на построение пироксен-андрадитовых скарнов, а при дальнейшем развитии процесса метасоматоза — и магнетитового оруденения.

Таблица 2

Изменение состава и баланс вещества при щелочном метасоматозе порфиритов и мелкозернистых диоритов (в граммах на 100 куб. см породы)

Окислы	1	1—А	3а		4	
	вес. %	вес. %	вес. %	привнос (+) вынос (—)	вес. %	привнос (+) вынос (—)
SiO ₂	54,37	52,42	62,43	+23,2	55,09	—6,3
TiO ₂	0,67	0,88	0,37	—1,5	0,50	—1,8
Al ₂ O ₃	14,85	16,13	19,38	+7,3	23,53	+20,4
Fe ₂ O ₃	0,31	2,63	н/о	—7,4	сл.	—0,9
FeO	13,00	6,00	3,20	—8,0	сл.	—36,4
MnO	0,17	0,14	н/о	—0,4	сл.	—0,5
CaO	4,83	7,15	3,74	—9,8	8,45	+8,8
MgO	2,39	6,05	0,38	—15,9	сл.	—6,7
P ₂ O ₅	0,08	0,19	0,52	+1,0	—	—
Na ₂ O	3,90	3,45	7,50	+10,8	7,20	+7,8
K ₂ O	0,30	0,46	0,60	+0,4	1,50	+3,2
Cl, CO ₂	—	—	—	—	1,83	+4,8
п. п. п.	5,16	4,99	1,76	—9,0	2,68	—7,3
Объемный вес	2,81	2,80	2,71	+42,7	2,64	+45,0
Сумма	99,80	100,46	99,88	—52,0	100,38	—60,4

1 — неизменный порфирит из Калиостровского участка; 1—А — неизменный дайковый мелкозернистый диорит из Подлунного участка; 3а — кварцево-альбитовый метасоматит с редкими амфиболовыми жилками за счет мелкозернистого диорита (Подлунный участок); 4 — скаполитовый метасоматит за счет ороговикованного порфирита (Калиостровский участок).

Все химические анализы выполнены в лабораториях Красноярского и Западно-Сибирского геологического управления.

Послескарновые метасоматиты (магнетитовые руды) развиты в экзоконтактовом ореоле Солгонского интрузива. Пульсационность послескарнового периода метасоматического преобразования, характер вмещающей среды, эволюция составов метаморфизирующих растворов и изменение термодинамической обстановки обусловили фациальное (зональное) строение метасоматических зон в плане: 1) магнетитовые руды, 2) эпидозиты, 3) тремолит-актинолитовые, 4) хлоритовые и 5) кальцит-кварц-хлоритовые породы. Баланс вещества при образовании названных пород приведен в табл. 3.

Золото-кварцевые руды. Гидротермальный период по отношению к контактово-метасоматическому явился следующим этапом единого послемагматического процесса и во времени отделен крупным деформационным перерывом. Все известные золоторудные проявления размещаются в приконтактовой полосе Солгонского интрузива и приурочены

ны в основном к мелким телам амфиболизированных габбро-диоритов, а также к скарново-магнетитовым линзам. Реже рудные жилы размещаются также среди вулканогенно-осадочных пород или, наконец, в эндоконтакте гранодиоритового массива. Автором установлены следующие типы минеральных ассоциаций, перечисленные в порядке их формирования: 1) кварцево-пирротиновая, 2) кварцево-золотая, 3) кварцево-халькопирит-теллуровисмутитовая, 4) кварцево-сфалерит-галенитовая, 5) кальцит-кварц-хлоритовая, 6) кварцево-карбонатная, 7) кварцево-пренитовая и 8) баритовая. С первыми тремя и пятой ассоциациями связано золотооруденение, а последние три — послерудные. Первую, вторую, четвертую и пятую минеральные ассоциации можно отнести к типу золотых руд с бедным содержанием сульфидов и их спорадическим распределением в жилах, а четвертую — к типу золотых руд с умеренным содержанием сульфидов (по классификации Н. В. Петровской [9]). Обычно каждый минеральный комплекс образует самостоятельные тела, но иногда проявляется наложение. Формирование рудных комплексов определялось в основном потенциалами металлов, серы и углекислоты в растворах, причем в первый период рудоотложения ощущается дефицит серы, приведший к образованию кварцевых жил с редким пирротином. Затем потенциал серы и ряда тяжелых металлов возрос, что привело к возникновению кварцево-сульфидных концентраций. В заключительный период рудообразования, наоборот, резко повысился потенциал углекислоты и снизился потенциал тяжелых металлов, в результате чего сформировались кальцит-кварц-хлоритовые золотоносные комплексы, почти не содержащие сульфидов.

Околорудноизменные породы. Околожилные изменения проявились весьма неравномерно и выразились в образовании эпидотизированных, актинолитизированных, березитизированных, карбонатизированных и пренитизированных пород. Околорудный метасоматоз пород, как правило, предшествует главному периоду жильного выполнения. Анализ баланса вещества при метасоматозе показывает (табл. 4), что при формировании околорудноизмененных пород ведущее значение имели состав и свойства гидротерм, наряду с явлением перераспределения вещества при замещении. Образование золотых руд и околорудноизмененных пород протекало стадийно-пульсационно, что привело к возникновению разнотемпературных ассоциаций, к явлениям наложения и отсутствию явно выраженной горизонтальной зональности.

Рассматривая влияние трещиноватости на характер размещения дайковых и послемагматических образований рудного поля, устанавливаем следующее. Все возрастные группы даек размещены в однотипных трещинных структурах, что, вероятно, указывает на дайковое оформление главных трещинных структур рудного поля. Контактново-метасоматические образования контролируются продольными разрывами с сопряженной мелкой трещиноватостью. Различный характер проявления трещинной тектоники в породах рудного поля обусловил формирование определенного типа золотого оруденения: вдоль линейных массивов габбро-диоритов возникали продольные разрывы с системами оперяющих трещин, в которых оформились кварцево-прожилковые руды с бедной сульфидной минерализацией. Послойные сколовые трещины в породах вулканогенно-осадочной толщи предопределили локализацию кварцево-сульфидных жил. В скарново-магнетитовых линзах кварцево-золотое оруденение концентрировалось в том случае, если в них развивалась внутриминерализационная трещиноватость.

По данным водных вытяжек газовой-жидких включений в минералах, по температурам их декрепитации и гомогенезации, по термодинамическим расчетам некоторых реакций метасоматоза удалось установить особенности изменения состава и свойств минералообразующих растворов.

Изменение состава и баланс вещества при скарнировании и послескарновом метасоматозе порфиров и карбонатных пород
(в граммах на 100 куб. см породы)

Окис- лы	1		1—Б		2		3		4		5		6		7		8		9	
	вес. %	вес. %	вес. %	прив- нос (+) вы- нос (-)	вес. %	прив- нос (+) вынос (-)	вес. %	прив- нос (+) вынос (-)	вес. %	привнос (+) вынос (-)										
SiO ₂	54,38	5,59	41,09	+136,2	53,80	+12,0	38,64	-19,5	46,49	+1,0	55,72	+9,6	37,88	-32,0	35,94	+52,0	66,70	+29,0		
TiO ₂	0,68	0,03	0,05	+0,1	сл.	-1,9	0,10	-1,6	0,47	-0,3	сл.	-0,6	0,69	+1,6	н/о	-5,0	сл.	—		
Al ₂ O ₃	14,85	0,22	2,52	+8,5	0,62	-39,9	15,08	+10,4	9,93	-9,0	0,39	-42,1	18,95	+18,0	13,99	-5,9	8,83	-19,2		
Fe ₂ O ₃	0,31	0,34	16,00	+59,8	2,74	+7,4	11,30	+37,3	4,89	+15,3	1,84	-9,2	13,20	+27,5	3,13	+5,1	7,05	+4,6		
FeO	13,00	0,25	7,93	+28,8	1,24	-32,7	0,75	-34,0	3,01	-26,4	1,32	-11,4	3,20	-5,2	7,33	-0,3	5,72	+0,3		
MnO	0,17	0,03	0,10	+0,3	—	-0,5	0,58	+1,2	0,22	+0,2	0,05	-0,1	0,12	+0,1	н/о	-0,2	0,03	+0,5		
CaO	4,83	52,34	28,50	-40,1	24,80	+11,3	33,76	+103,2	27,70	+77,2	14,30	+32,2	23,20	+64,6	3,38	+57,8	4,62	+3,0		
MgO	2,39	0,58	1,50	+3,9	16,83	+44,4	—	-6,7	6,20	+15,4	23,84	+63,4	0,67	-3,6	22,92	-5,8	2,71	+1,8		
P ₂ O ₅	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,3	0,0	—	сл.	-0,3	н/о	—		
Na ₂ O	3,98	0,10	0,10	—	0,12	-11,0	0,06	-11,1	0,17	-10,6	0,11	-5,5	0,13	-54,4	н/о	-5,8	н/о	-5,8		
K ₂ O	0,30	0,10	0,10	—	0,10	-0,7	0,14	0,5	0,23	—	0,09	-5,5	0,07	-5,6	н/о	-5,8	н/о	-5,8		
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	+0,2	0,07	сл.		
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
CO ₂	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,58	+1,5	—	—		
п. п. п.	5,16	40,59	0,21	-108,9	0,50	-13,1	0,36	-13,4	1,10	-10,8	2,46	-18,7	3,16	-20,7	13,60	+12,3	5,37	-11,3		
Объем- ный вес	2,80	2,70	3,59	—	3,1	—	3,47	—	3,38	—	2,92	—	3,19	—	2,80	—	2,78	—		
Сумма	99,92	99,89	—	+237,6 -149,0	99,72	+75,1 -99,8	—	+152,1 -96,8	100,0	+109,1 -57,1	99,82	+105,2 -93,4	99,88	+111,8 -72,5	99,97	+128,9 -23,5	101,10	+39,2 -41,2		

1—ороговикованный диабазовый порфирит Мало-Березовского участка; 1—Б—темно-серый мраморизованный известняк Солгонского участка; 2—апоизвестняковый салит-андрадитовый экзоскарн Солгонского участка; 3—апопорфиритовый пироксеновый скарн Мало-Березовского участка; 4—апопорфиритовый гранатовый скарн Мало-Березовского участка; 5—апопорфиритовый диопсид-гранатовый скарн Мало-Березовского участка; 6—тремолитовый метасоматит апопорфиритовый из Солгонского участка; 7—эпидозит апоскарновый из Солгонского участка; 8—хлоритовый метасоматит из Калиостровского участка; 9—кварц-кальцит-хлоритовая метасоматическая порода из Калиостровского участка.

Изменение состава и баланс вещества при образовании околорудноизмененных пород (в граммах на 100 куб. см породы)

Оксиды	1		2		3		4		5		6		7		8	
	Вес. %	Вес. %	Привнос (+) вынос (-)	Вес. %	Привнос (+) вынос (-)											
SiO ₂	52,01	66,63	+36,3	51,80	+ 1,3	59,56	+ 9,4	51,47	- 6,7	45,08	-22,5	36,98	-45,4	49,60	- 8,4	
TiO ₂	0,80	0,60	- 0,6	0,37	- 2,1	0,66	- 0,3	0,72	- 0,3	0,70	- 0,3	0,54	- 0,8	0,39	- 1,2	
Al ₂ O ₃	16,97	11,14	-15,4	9,33	-11,5	18,42	+ 3,3	16,86	- 2,1	18,76	+ 3,9	15,07	- 6,4	18,43	+ 3,5	
Fe ₂ O ₃	1,62	5,31	+10,9	2,43	+ 2,4	0,73	- 2,5	0,36	- 3,6	8,94	+20,5	0,47	- 3,3	2,83	+ 3,3	
FeO	10,24	3,11	-19,6	15,54	+16,3	3,88	-17,7	5,58	-13,4	7,29	- 8,3	7,28	- 7,1	4,90	-14,9	
MnO	0,17	—	—	—	—	0,07	- 0,3	—	—	0,03	- 0,4	—	—	0,12	- 0,1	
CaO	7,84	13,01	+15,6	10,15	+ 7,0	5,90	- 5,8	5,76	- 6,6	6,41	- 4,4	15,22	+20,1	15,92	+22,7	
MgO	3,78	0,29	- 9,9	5,38	+ 4,8	2,21	- 4,5	2,55	- 3,7	3,89	+ 0,2	4,11	+ 0,7	1,85	- 5,4	
Na ₂ O	3,08	0,09	- 8,4	1,73	- 3,7	5,26	+ 6,3	5,13	+ 5,4	3,95	+ 2,4	2,10	- 2,8	1,75	- 3,9	
K ₂ O	1,30	0,02	- 3,7	0,25	- 3,0	0,43	- 2,5	1,15	- 0,6	2,59	+ 3,6	0,55	- 2,2	0,80	- 1,4	
P ₂ O ₅	0,11	0,31	+ 0,6	0,23	+ 0,4	0,44	+ 0,9	0,35	+ 0,7	0,22	+ 0,3	0,32	+ 0,5	0,06	- 0,1	
CO ₂	—	0,81	—	0,18	—	0,04	—	7,12	+19,6	—	—	12,55	+35,0	—	—	
S	—	0,02	—	сл.	—	0,12	+ 0,1	0,29	+ 0,8	—	—	0,03	—	—	—	
п. п. п.	2,29	2,14	- 0,4	2,63	+ 1,1	1,57	- 2,2	3,03	+ 1,7	2,84	+ 1,4	5,69	+ 9,4	3,36	- 3,0	
Объемный вес	2,86	2,93	—	2,89	—	2,82	—	2,76	—	2,82	—	2,83	—	—	—	
Сумма	100,21	100,51	+63,4 -58,0	100,02	+33,3 -20,3	99,29	+19,9 -23,3	100,38	+28,2 -37,0	—	+32,3 -35,9	100,91	+61,2 -68,0	2,83 100,62	+29,5 -38,4	

1 — уралитизированный порфиридный габбро-диорит (среднее из пяти анализов); 2 — эпидотизированный и окварцованный габбро-диорит на контакте с кварцевой жилкой (Таисынский участок); 3 — амфиболитизированный габбро-диорит на контакте с кварцевой жилкой (Подлунный штокверк); 4 — амфиболитизированный габбро-диорит на контакте с кварцевой жилкой (Подлунный штокверк); 5 — березитизированный габбро-диорит на контакте с золотоносной кварцевой жилкой (Масловский участок); 6 — березитизированный габбро-диорит на контакте с кварцево-кальцитовой жилкой (Масловский участок); 7 — карбонатизированный габбро-диорит на контакте с кварцевым прожилком (Подлунный штокверк); 8 — пренитизированный габбро-диорит из контакта кварцевого прожилка (Подлунный штокверк).

В целом фиксируется слабощелочной и щелочной характер растворов, с локальным повышением потенциала кислорода, хлора, серы и углекислоты в них (во времени и пространстве). В метасоматический этап растворы характеризовались хлоридно-магнезиально-натриевым составом и имели температуры от 630 до 270°C, а в кварцево-золоторудный этап — сероводородно-гидрокарбонатно-натриевым, при температурах от 360 до 80°C. Такое изменение физико-химических и термодинамических свойств минералообразующих растворов, очевидно, вызвано, с одной стороны, стадийно-пульсационным характером поступления гидротерм, а с другой — эволюционным развитием их в процессе рудообразования.

На основании парагенетического и физико-химического анализа минеральных ассоциаций сделана попытка рассмотреть энергетический баланс процессов метасоматоза и жильного выполнения на основе изобарных потенциалов образования некоторых минералов. Полученный материал с термодинамической точки зрения объясняет стадийно-пульсационный характер протекания названных процессов, а также последовательность минералообразования.

На основании многочисленных новых данных, с привлечением результатов по определению абсолютного возраста некоторых интрузивных пород и руд, подтверждается и дополнительно доказывается генетическая связь золотого оруденения с гранодиоритовым комплексом. Процессы контактового метасоматоза и последующего золоторуденения, по-видимому, связаны с единым магматическим очагом. Промышленное оруденение всех типов парагенетически связано со становлением дайкового комплекса диорит-лампрофирового ряда, производного Солгонской гранодиоритовой интрузии салаирского возраста (476 млн. лет).

Рассматривая структурные условия отложения золота из растворов, приходим к следующим выводам. Формированию золоторудных месторождений благоприятствовали такие структурные условия:

1. Наличие протяженных трещинных полостей. Осаждение золота в них в виде относительно крупных агрегатов происходило в сравнительно спокойной тектонической обстановке. В этом случае распределение рудного компонента приобретало гнездовой характер.

2. Формирование жил в продольных сколовых трещинах на контактах углисто-кремнистых сланцев с горизонтами туфогенных и эффузивных пород происходило путем прерывистого заполнения гидротермами приоткрывающихся частей трещин, благодаря чему возникали сложно построенные кварцево-сульфидные тела. В этом случае на отложение золота повлияли как структурные факторы, так и состав вмещающей среды (углисто-глинистое вещество, ранние сульфиды), и поэтому золотины ассоциируют с кварцем и сульфидами. При кристаллизации жильного материала в тектонически напряженной обстановке могла происходить локальная дифференциация растворов благодаря: а) гидротермальной дифференциации (вследствие их взаимодействия с вмещающими породами) и б) механическому воздействию тектонических процессов в виде отжимания и просачивания остаточных частей золотоносных растворов в призальбандовые части жил и прожилков, благоприятствующих появлению в них золота. Наоборот, в крупных замкнутых полостях, благодаря закристаллизации части жильного вещества, при ненасыщении и в более спокойной динамической обстановке не происходило существенной «сепарации вещества» в растворах [5].

3. Наличие систем трещин, примыкающих к крупным контролирующим разрывам, которые способствовали формированию штокверковых руд с относительно равномерным распределением металла. При этом несомненное влияние на отложение золота оказывали как структурные, так и физико-химические факторы среды. Скарново-магнетитовые линзы

и кварцевые жилы в силу своей повышенной пористости и трещиноватости явились благоприятными для проникновения золотоносных порций растворов.

При рассмотрении физико-химических условий отложения золота из растворов в контактово-метасоматических и гидротермально-жильных образованиях приходим к следующим выводам. 1. Предполагается вынос тяжелых металлов гидротермами в форме комплексных соединений типа $\text{Na}[\text{AuCl}_4]$ в первую стадию рудообразования (I и II ассоциация) и $\text{Na}_3[\text{AuS}_3]$ — в кварцево-сульфидную (III) стадию. 2. На осаждение золота из растворов, кроме структурных факторов, оказали влияние физико-химические и электрохимические свойства среды и металлоносных растворов. 3. При формировании штокверков и мелких жил роль осадителей золота из растворов сыграли амфиболы, широко развитые в зальбандах жил и прожилков. На осаждение золота главное влияние оказали процессы взаимодействия ионов двухвалентного железа, поступавших в раствор при разложении амфиболов, с комплексами золота [7]. При разложении амфиболов кроме железа в металлоносные растворы поступал и магний, который, являясь сильным поляризующим ионом, способствовал разрушению комплексных ионов золота с выпадением его из растворов в самородном виде. Вполне возможно, что всеми этими причинами объясняется обычная приуроченность золота к породам, обогащенным железом и магнием. В кварцево-сульфидных жилах, формировавшихся в субпослойных сколовых трещинах вулканогенно-осадочной толщи, главное влияние на отложение золота оказали физико-химические свойства минералообразующих растворов (падение температуры, концентрация металлов, изменение кислотности — щелочности, пульсационность поступления и т. п.), наличие углисто-глинистого вещества во вмещающих породах и специфически высокая величина разности электрических потенциалов ранее стложненного жильного кварца [2].

В пределах скарново-магнетитовых залежей основной причиной отложения золота из гидротерм явился электролиз и гидролиз ионов золота в растворах в условиях естественных электрических полей, и второстепенную роль сыграли процессы взаимодействия ионов двухвалентного железа с комплексами золота [7]. Выделяющееся при электролизе золото отлагалось на магнетите и других ранее образованных минералах, т. е. можно рассматривать отложение его в этом случае, как в замкнутом гальваническом элементе.

Полученный материал может быть использован для решения ряда практических задач, в том числе при разработке поисковых критериев и признаков на золото.

1. Пространственно золотое оруденение приурочено к площадям развития вулканогенно-осадочной толщи с субпластовыми телами амфиболитизированных габбро-диоритов (верхний структурный ярус). Последние могут считаться продуктивными, если они размещаются в приконтактовом ореоле гранодиоритовой интрузии в благоприятной геолого-структурной обстановке.

2. Наиболее благоприятными для локализации золотооруденения оказывались места сопряжений крупных продольных разрывов с узлами сгущений мелкой трещиноватости. Поэтому наличие в габбро-диоритах зон повышенной трещиноватости СВ простирания с крутым падением на СЗ и ЮВ, примыкающих к контролирующим разрывам, может служить весьма важным поисковым критерием на золотую минерализацию.

3. Наличие субпослойных сколовых трещин в породах вулканогенно-осадочной толщи на контактах углисто-кремнистых сланцев с туфами и эффузивами может служить критерием на поиски кварцево-сульфидных золотоносных жил.

4. Скарново-магнетитовые линзы, расположенные вблизи крупных зон продольных разрывов, могут оказаться перспективными на наложенное золото.

5. Участки резких изгибов и усложнений субпластовых тел габбро-диоритов, резких сокращений их мощности, осложненность разрывами, а также флексурные изгибы слоев вулканогенно-осадочных пород над продуктивными горизонтами (габбро-диоритами, скарново-магнетитовыми линзами) могли являться своеобразными «ловушками» золотоносных гидротерм, в связи с чем они служат одним из поисковых критериев на золото.

6. Рудоотложению предшествовала актинолитизация, березитизация и карбонатизация боковых пород, что является надежным поисковым признаком.

7. Изучение вещественного состава руд позволило установить четыре типа парагенетических ассоциаций золота: 1) кварцево-пирротинзую, 2) кварцево-золотую, 3) кварцево-халькопирит-теллуризовисмутую и 4) кальцит-кварц-хлоритовую. Поэтому обнаружение этих минеральных концентраций должно служить несомненным поисковым признаком на золото.

8. Наиболее перспективными для целей поисков новых рудных тел и месторождений следует считать нижние горизонты рудного поля на глубину 500—800 м, вплоть до контакта с нижней диабазово-порфиритовой толщей и Солгонского гранодиоритового интрузива (при современном уровне отработки в 100—300 м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, т. XV, ч. 1, 1961.
2. Р. И. Дубов. Природа фильтрационного эффекта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1966.
3. Г. А. Иванкин, И. И. Коптев, В. Е. Номоконов. К стратиграфии древних толщ восточного склона Кузнецкого Алатау. В сб.: «Матер. по геологии и полезн. ископ. Зап. Сибири», Изд. ТГУ, 1964.
4. Д. С. Коржинский. Различия инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности в отношении минералов переменного состава. ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952.
5. В. С. Кормилицын. Об явлениях сепарации и пластической деформации минерального вещества в период формирования рудных тел. В сб.: «Конф. «Проблемы постмагм. рудообр.», т. 1, Прага, 1963 г.
6. А. Ф. Коробейников. Магнезиальные метасоматы из контактов гранодиоритового интрузива рудного поля Коммунар. Изв. ТПИ, т. 151, 1966.
7. А. Ф. Коробейников. Об условиях отложения золота из растворов в контакто-метасоматических образованиях рудника Коммунар (Хакассия). В сб.: «Матер. по минерал., петрогр. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярского края», вып. 2, изд. ТГУ, 1964 г.
8. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
9. Н. В. Петровская. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 84, вып. 3, 1955 г.
10. Н. А. Фогельман, А. Е. Шабаловский. Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунарского рудного поля, на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИзолото, № 21, 1956 г.