

сульфидизированных бокситов (4 пробы). В них отмечен высокий уровень концентрирования отдельных элементов, имеющих эндогенную природу: содержание меди достигает $20 \cdot 10^{-3}$ %, мышьяка 0,1-0,3 %, стронция 0,7 %.

Приняв за основу предложенную концепцию, можно по-иному подходить к проблеме оценки перспектив золотоносности бокситоносных комплексов бассейна. Вместо эфемерно рассеянных по разрезу мелких зерен самородного золота (что представляет лишь сугубо теоретический интерес) мы формулируем задачу возможного накопления металла в конкретных структурно-геоморфологических карстовых зонах под слабопроницаемыми экранами (рис.2.). В первую очередь опробованию должны быть подвергнуты зоны карстовых полостей, наследующих закарстованные тектонические нарушения, а в их пределах породы, претерпевшие гидротермально-метасоматические изменения. Для локализации прогноза основное внимание должно быть уделено анализу и оценке рудоконтролирующего значения различных геологических факторов (структурных, литолого-стратиграфических, палеогеоморфологических) и минералого-геохимических признаков.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бараников А.Г. Гипогенно-гипергенный тип золотого оруденения на Урале // Известия Уральского гос. горно-геол. акад. Сер.: Геология и геофизика. - Вып.8, 1998. - С.94-99.
2. Бараников А.Г., Угрюмов А.Н. Минерация золота зон мезозойской тектоно-магматической активизации // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. III Междунар. конф., т.2 / МГА. - М., 1997. - С.23.
3. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. - 96 с.
4. Федорчук В.П. Экспертная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. - М.: Недра, 1991. - 318 с.
5. Шнейдер Б.А., Мурзин В.В. Аллотигенное золото в известняках // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.268, №1. - С.163-167.

УДК 553.04 (571.56)

А.Н. Угрюмов, Г.П. Дворник

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДНОМ РАЙОНЕ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Алданский щит в мезозое (юра - мел) являлся типичной областью тектоно-магматической активизации (ТМА). Здесь формировались обширные сводовые поднятия и прогибы, осложненные рифтогенными долинами, блоковыми движениями, интенсивным наземным калиевым и ультракалиевым щелочным магматизмом с широкими ареалами метасоматических изменений пород. В ассоциации с метасоматитами возникли крупные месторождения золота, серебра, урана, молибдена, флюорита и других полезных ископаемых, характерных для областей ТМА.

Золоторудные месторождения щита изучались Ю.А. Билибиным, Н.В. Петровской и А.К. Фасталовичем, В.Г. Ветлужских, Е.Е. Захаровым, Н.С. Игумновой, В.В. Карелиным, А.А. Ким, А.Я. Кочетковым, А.И. Куксом, Н.В. Нестеровым, В.Е. Бойцовым, А.Н. Угрюмовым, Ар.Н. Угрюмовым, Г.П. Дворником, С.В. Яблоковой и другими исследователями. Наиболее полной сводкой, учитывающей новейшие данные, является обобщение [1], в котором охарактеризованы главные геолого-промышленные типы золоторудных месторождений щита. В развитие ранее проведенных

исследований, на примере Центрально-Алданского района (ЦАР) мы рассмотрим золотое оруденение в привязке к конкретным метасоматическим формациям, для которых уточним типоморфные особенности самородного золота, предпримем попытку увязать во времени и в пространстве общие закономерности развития в районе рудно-метасоматического процесса.

Геологическая ситуация

ЦАР как типовой для областей ТМА выбран нами не случайно. Среди других рудных районов щита он является крупнейшим. Его площадь около 12000 км². В нем сосредоточена главная часть учтенных запасов рудного и россыпного золота Алданского щита. Выделяется район также высоким уровнем геологической изученности. Административный и геометрический центр района - г. Алдан (125°30' ВД и 58°20' СШ).



Разрез по АБ

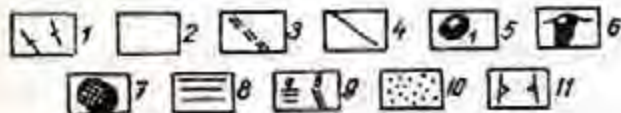


Рис. 1. Распространение мезозойских метасоматических формаций в структуре рудного района:

- 1 - архейский фундамент (гранито-гнейсы); 2 - платформенный чехол (вендские, нижнекембрийские карбонатные и юрские терригенные отложения);
- 3 - Якоутский глубинный разлом; 4 - долгожизненные (архей-мезозой-кайнозой) региональные разломы;
- 5 - щелочные многофазные вулканоплутоны - центры мезозойского магматизма (1 - Якоутский, 2 - Томский, 3 - Стрелка, 4 - Рыболов, 5 - Енисей, 6 - Джекондинский, 7 - Ыльдахский, 8 - Ютинский);
- белое поле - ареал формации серицит-микроклиновых метасоматитов с месторождениями и проявлениями золото-порфировых руд; 6 - то же на разрезе; 7 - Инглинский массив платиноносных дунитов с полукольцом (черное) щелочных габброидов и сиенитов; 8 - ареал гумбейтовой формации; 9 - то же на разрезе (а - в платформенном чехле, б - в разломах фундамента);
- 10 - ареал джаспероидной формации; 11 - граница эмбриональной рифтовой зоны длительного развития (венд - мезозой - кайнозой)

В геологическом строении района принимают участие два резко различных структурных яруса - нижний (кристаллический фундамент), сложенный смятыми в складки глубоко метаморфизованными раннеархейскими гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, и верхний (платформенный чехол), образованный горизонтально залегающими вендо-нижнекембрийскими карбонатными и юрскими терригенными породами. Фундамент и платформенный чехол разбиты сложной сетью разломов и прорваны дайками раннемезозойских долеритов, штоками, силлами, крупными вулканоплутонами средне-поздне-мезозойских щелочных и субщелочных пород алданского щелочного интрузивно-вулканогенного комплекса. Главными

элементами складчатой структуры фундамента являются крупные гранито-гнейсовые овалы - Нижне-Тимптонский (в центральной части района) и Угоянский, расположенный севернее и перекрытый платформенным чехлом [5]. В чехле выделяется меридиональный вытянутый свод, погружающийся к северу, наследующий поднятие фундамента (рис.1). В осевой части свода в раннем палеозое заложился продольный Якокутский прогиб, который в мезозой был преобразован в рифтовую долину, осложненную системой грабенов и горстов. По тектонической позиции, размерам, особенностям блоковой тектоники, мощному проявлению щелочного магматизма, другим признакам Якокутская мезозойская рифтовая долина сопоставима с континентальными рифтами Рейнского грабена и грабена Осло [6].

Алданский щелочной вулканогенно-интрузивный комплекс формировался в несколько этапов. В первый этап (верхний триас - нижняя юра) в чехол внедрились силлы кварцевых порфиров, ортофиоров, нордмаркитов, сопровождавшиеся на поверхности куполами и покровами голдлейкократовых трахитов. Во второй этап (средняя - верхняя юра) формировались концентрически-зональные плутоны платиноносных дунитов, верлитов, щелочных габброидов, а затем концентрически-зональные щелочные вулканоплутоны, штоки, дайки щелочных габброидов, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов и их эффузивных аналогов (щелочных мезократовых трахитов, псевдолейцитовых фонолитов и др.) В третий этап (верхняя юра - нижний мел) внедрились лакколиты, штоки, дайки монзонитов, субщелочных сиенитов, граносиенитов. В четвертый этап (поздний мел) формировались штоки эгириновых гранитов и региональные, преимущественно субмеридиональные пояса даек сиенит-порфиров, ортофиоров, а также даек и диатрем щелочных трахитов, пикритов, щелочных лампрофиоров и габброидов, лампроитов.

Внутри района магматиты группируются в узлы, отвечающие центрам длительной магматической активности. Поздние дайки региональных поясов пересекают такие центры и протягиваются от них на десятки километров, что подчеркивает их генетическую независимость от вероятных периферических (верхнекоровых) магматических очагов.

Метасоматические формации

Перспективными на золото в рудном районе являются четыре метасоматические формации: гумбентовая (ГМФ), серицит-микроклиновая (СМФ), магниезально-скарновая (МСКФ) и джаспероидная (ДЖФ). Общая характеристика формаций приведена в таблице.

ГМФ распространена преимущественно в восточной части района, главным образом на приподнятом восточном плече рифтовой зоны (Эльконский горст) и в центральных частях опущенных блоков (Куранахский и Верхне-Якокутский грабены). Формация максимально удалена от главных щелочных магматических центров.

Представлена ГМФ калишпат-анкеритовыми метасоматитами, образующими мощные (до 20 м) крутопадающие зоны в швах древних активизированных разломов, а также согласные залежи в слоистых карбонатных толщах венда, нижнего кембрия и в песчаниках ранней и средней юры. Изменение юрских песчаников указывает на послесреднеюрский возраст гумбентов района. Их метаморфизм под воздействием сиенитов третьего этапа магматизма и радиологические данные (см. таблицу) фиксируют верхний возрастной рубеж этих пород.

Состав гумбентов (калишпат + анкерит + доломит + кальцит + пирит + флюорит) исключительно выдержан по простиранию и падению рудных тел. Заметные гидратные изменения в этих породах не отмечены. На участках дробления и развития кальцитовой ассоциации с различной интенсивностью проявлена тонковкрапленная золотая минерализация [3], а также еще более поздняя пирит - браунеритовая минерализация (Ахакция, 1971). Содержание золота в руде составляет 2-10, иногда достигая 60-70 г/т. Формация высокопродуктивна на Au, Ag, U (см. таблицу). Она вмещает золото - урановый геолого-промышленный тип (месторождение Лунное, рудопроявление Оценочное и др.).

СМФ локализована в центрах магматизма внутри кольцевых вулканоплутонов второго магматического этапа. Метасоматическому замещению подверглись в основном средне- и крупнозернистые щелочные и нефелиновые сиениты, в меньшей степени - псевдолейцитовые фонолиты и щелочные трахиты. Метасоматиты образуют крупные штокообразные тела диаметром в сотни метров (массивы Рябиновый, Якокут, Ыллымах, Томмот, Мрачный) и линейные зоны (массив Ефим). Возраст метасоматитов определен как верхнеюрский - раннемеловой, по наличию ксенолитов этих пород в субщелочных сиенитах третьего этапа магматизма и эгириновых гранитах и поздних дайках, а также по радиологическим датировкам [7].

Золотоносные метасоматические формации

Признаки	Формации и субформации				
	гумбенгов	серицит-микроклиновая	магнезиальных скарнов	джаспероидная	
				золото-сульфидная субформация	золото-малосульфидная субформация
1	2	3	4	5	6
Возраст (млн. лет)	160-142	148,5-120	135-120	108-98,7	
Парагенные магматиты	?	Щелочные сиениты, штоки	Субщелочные сиениты, штоки, лакколиты	Субщелочные и щелочные сиенит-порфиры, лампрофиры и др. породы дайковых поясов. Субщелочные и щелочные сиениты (штоки)	
Вмещающие породы	Гнейсы (Ar), карбонатные породы (V-ε ₁)	Щелочные сиениты (J ₂ - J ₃)	Карбонатные породы (V-ε ₁)	Карбонатные породы (V-ε ₁)	
Форма рудных тел	Кругопадающие зоны, пласты	Штоки, линзы	Линзы, пласты	Залежи, реже жилы	Залежи
Главные рудные минералы	Пирит, золото, браннерит	Пирит, халькопирит, борнит, золото	Магнетит, золото	Пирит, халькопирит, галенит, гематит, золото	Пирит, гематит, золото
Содержание сульфидов, %	5-10	5-15	0-5	10-60	5-10
Главные жильные минералы	Калишпат, анкерит, кальцит, флюорит	Микроклин, серицит нескольких генераций	Диопсид, кальцит, флогопит, тремолит, серпентин	Тремолит, тальк, кальцит, анкерит, кварц	Гидролюда, каолинит, монтмориллонит, кварц, флюорит
Ведущие металлы	Au, Ag, U	Au, Ag, Cu	Au, Fe, Cu	Au, Ag, Pb, Zn, Te	Au, Ag, Te, As
Ресурсы золота, т	> 400	>50	≥20	>50	>400
Расстояние от центров магматизма, км	5-30	0	0	0 → 5	5 → 30
Коэффициенты: Cu / (Pb + Zn) Cu / Pb в кварце K / Na в кварце	1,1	8,33 1,5	4,6	82 → 33 → 0,66 50 → 5 → 0,6 6,7 → 11,0	0,32 0,50 12,20

Состав формации варьирует по стадиям метасоматического процесса. В раннюю щелочную стадию магматические минеральные фазы (натровый ортоклаз, альбит, нефелин) заместились максимальным микроклином-1, в интерстициях которого отложились небольшие количества (4-5%) сульфидов, содержащих мелкое и тонкодисперсное золото. Концентрации золота этой стадии 0,1-0,9,

серебра 1-5 г/т. В следующую стадию скачкообразно нарушилась тенденция изменения важнейшего параметра - кислотности воздействующего раствора. Возросла активность воды [7]. Микроклиниты-1 были замещены агрегатом светлой слюды (железистым и кремнеземистым серицитом, фенгитом). В эту стадию фиксировались частичное замещение сульфидов гематитом, некоторый вынос золота, повышение содержания молибденита.

В позднюю стадию вновь повысилась активность калия и серы в гидротермальных растворах и резко снизилась активность воды. Продукты всех предыдущих стадий были в разной степени замещены оранжевым промежуточным микроклином-2, образующим густую сеть ветвящихся жил, прожилков, гнезд с вкрапленностью сульфидов золото-полиметаллической ассоциации. Содержание благородных металлов в участках развития продуктов поздней стадии колеблется в широких пределах: золота 1-10 г/т, реже выше, серебра 5-10 - 100-150 г/т.

СМФ продуктивна на Au, Ag, Cu. Она вмещает золото-меднопорфировый геолого-промышленный тип (месторождения Рябиновое, Новое, рудопроявления Ыллымахское, Якокутское, Томотское, Мрачное).

МСКФ изучена еще слабо. Она размещается в центрах мезозойского магматизма на контактах карбонатных пород и штоков субщелочных сиенитов и граносиенитов. Возраст ее соответствует становлению материнских магматитов, датированных радиологически (см. таблицу). Представлена формация магнезиальными скарнами магматического и постмагматического этапов, а также минералами низкотемпературного преобразования скарнов [2]. В первый и второй этапы золото концентрировалось преимущественно в магнетите, причем его концентрации возрастали с понижением температур скарнообразования по этапам соответственно: магматический $7,5 \cdot 10^{-5}$ %, постмагматический - от $2,7 \cdot 10^{-4}$ до $3,3 \cdot 10^{-4}$ %. Максимальные содержания благородного металла (0,4-2,2 г/т) отмечены в пирите из ассоциации этапа низкотемпературных преобразований. Этот этап характеризовался и максимальными гипогенными гидратными изменениями скарнов.

МСКФ продуктивна на Au, Cu, Fe, вмещает скарновый геолого-промышленный тип (месторождение Самолазовское, рудопроявления гольцов Зверева, Паленого и др.).

ДЖФ распространена в осевой части рифтовой зоны. Ее ареал на севере отчетливо накладывается на ареал гумбеитовой формации (см. рис.1). Локализована ДЖФ в карбонатных породах венда и нижнего кембрия, где образует крупные согласные с вмещающими доломитами и известняками, ленто-, трубо- и плащеобразные залежи. Формация тесно пространственно ассоциирует с поясами поздних даек заключительного этапа магматизма. Она отчетливо наложена на поздние дайки и таким образом завершает в регионе постмагматические процессы мезозойской ТМА.

Состав ДЖФ варьирует по стадиям метасоматического процесса и параллельно изменяется в пространстве по мере удаления от центров магматизма (см. таблицу). Стадийные изменения прослежены нами на всей площади ареала. Они однотипны и начинались с осветления и ранней карбонатизации исходных доломитов и известняков. При этом выносились битумы, кальциты осадочных известняков, обычно низкомагнезиальные, замещались высокомагнезиальными кальцитами. Участками отлагались железистый доломит, анкерит, марганекокальцит и ассоциирующий с ними ранний золотоносный пирит. В следующую стадию в пределах всего ареала формации проявился процесс интенсивного окварцевания (джаспериодизации) ранее измененных и неизмененных карбонатных пород. В третью, заключительную, стадию джаспериоды были перекристаллизованы, сульфидизированы, а в конце процесса частично карбонатизированы. С поздней сульфидизацией связано формирование главных золоторудных залежей.

Латеральные изменения состава метасоматитов выражены в смене высокотемпературных существенно сульфидных минеральных ассоциаций (золото - сульфидная субформация) низкотемпературными малосульфидными (золото - малосульфидная субформация) с продвижением от магматических центров на фланги рудного района (см. таблицу).

Наиболее разнообразны минеральные типы руд первой субформации. Здесь выделяются: ранние золото-пирит карбонатные руды (Au 11.1 г/т; Ag 10.0 г/т; Cu 0.26 %; n = 36) и поздние: золото-пирит-халькопирит-тремолитовые (Au 32.9 г/т; Ag 46.4 г/т; Cu 9.3 %; n = 100); золото-пирит-

халькопирит-талк-кварцевые (Au 20,7 г/т; Ag 74,9 г/т; Cu 6,4 %, n = 74); золото - пирит - кварцевый (Au 31,8 г/т; Ag 87,9 г/т; Cu 0,85 %, n = 63); золото-пирит-галенит-кварцевый (Au 25,5 г/т; Ag 296,5 г/т; Cu 0,15 %, n = 35). Вторая субформация имеет характеристики руд по типам золото-пирит-кварцевый (Au 1,81 г/т; Ag 2,7 г/т; Cu 0,002 %, n = 30), золото - пирит - гидрослюдисто - кварцевый (Au 6,0 г/т; Ag 18,0 г/т; Cu 0,012%; n = 60). ДЖФ весьма продуктивна на золото, а в приближенных к магматическим центрам зонах также на Au, Ag, Cu, Pb. Формация образует два геолого-промышленных типа: золото-сульфидный жильный и залежный (месторождения Лебединское, Колтыконское и др.) и золото-малосульфидный стратондный вкрапленных залежей (месторождения Боковое, Центральное, Северное и др.).

Типоморфные особенности золота

ГМФ характеризуется преобладанием в первичных рудах тонкодисперсного и очень мелкого золота, связанного в основном с пиритом. Эта связь подтверждена высоким содержанием золота в пирите (до 60-70 г/т), сильной корреляционной связью содержания золота и серы ($r = 0,66-0,78$), а также фазовым анализом [3], согласно которому в пирите находится 80-92 % валового золота метасоматитов. Выход «свободного» золота составляет только 5-8,5 %.

Видимое золото наблюдалось (Захаров и др., 1972 г.) в кальците и пирите третьей генерации. В кальците оно представлено изометричными или округлыми выделениями от 3-5 до 30-50 мкм, имеет бледно-желтый цвет и высокую отражательную способность, соответствующую пробности 700 ‰. В пирите индивиды золота также округлые, но встречаются и угловатые формы, их размер колеблется от 1-2 до 50-80 мкм. Главные примеси в золоте: Ag 20 %, Cu до 3 %, Fe 3 %.

В шлиховом ореоле эталонного месторождения Луиное на зоне Федоровской нами встречены более крупные угловатые золотины (0,1-0,25 мм) комковатой, реже таблитчатой прожилково-чешуйчатой формы темно-желтого и желтого цветов с мелкоямчатой поверхностью. Однако этот пример единичен. ГМФ не является россыпеобразующей формацией ввиду резкого преобладания в ней тонкодисперсного и очень мелкого золота.

СМФ выделяется повышенным содержанием «свободного» золота (9-32 %), легко извлекаемого амальгамацией. Большая часть золота (50-79 %) может быть получена цианированием и только 12-22 % благородного металла отчетливо заключено в сульфидах, преимущественно в пирите.

Наблюдения в аншлифах показали наличие включений золота в пирите двух генераций, борните, халькопирите, рутиле, а также в гидроксидах железа, псевдоморфно заместивших сульфиды [4]. Размеры выделений золота варьируют в широких пределах (от 0,01 до 1 мм и крупнее). Оно может находиться в сростках с пиритом и жильными минералами в форме пленок, чешуек, плоских амебообразных выделений на плоскостях спайности микроклина - 1 и 2. В редких тонких кварцевых прожилках отмечены сложнокорковатые золотины, а в кавернах и пустотах - октаэдры и кристаллы сложных форм.

Золото в пирите и в сростках с ним имеет пробность 910-935 ‰. В борните установлены включения электрума (Au 43 %, Ag 57 ‰) в сростании с самородным серебром (Ag 96,4 %, Au 3 %). В некоторых золотилах отмечены низкопробные (630-750 ‰) каймы в зональных выделениях золота. В протолочках рудных проб установлены относительно крупные золотины (0,1-0,25 мм) ртутного золота состава - Au 63-75 %, Ag 4-9 %, Hg 19-26 %. Высокопробное золото содержит ограниченный набор примесей - Cu до 0,04 %, Fe 0,008-0,02 %, Pb до 0,015 % [4].

Нами показано [8], что рудоносные штокверки СМФ сопровождаются широкими устойчивыми ореолами рассеяния золота в элювиально-делювиальных отложениях и аллювиальными россыпями. В ореолах преобладает мелкое и очень мелкое золото. Его средние морфометрические параметры (крупность $x = 0,10$ мм, $n = 3418$; уплощенность $y = 2,2$, $n = 3418$) и пробность ($n = 812$ ‰, $n = 352$) относительно выдержаны в пределах рудного района (рис.2). Наибольшие отклонения от среднего имеет пробность. В Рябиновом массиве на участках рудных столбов она заметно выше таковой участков с рядовыми рудами (см.рис.2; Ia и Ib). Якокутский массив индивидуализируется

общей повышенной пробностью шлихового золота (см.рис.2, II). Минимальную пробность и размер золотин обнаружало золото Ыллымахского щелочного массива (см.рис.2, III). Сопоставляя изученные массивы с учетом глубины эрозионного среза, можно заключить, что с глубиной в массивах возрастает пробность «свободного» золота и размеры его выделений.

МСКФ в отношении типизации свойств индивидов золота остается почти не изученной. Видимое золото наблюдалось нами только в магнетите. Оно присутствует в форме мелких округлых включений размером до 0,01 мм. Пробность золота высокая (940 ‰). Его внутреннее строение однородное. В нем, кроме серебра, других примесей не установлено.

По-видимому, в этой формации резко преобладает тонкодисперсное золото, которое почти целиком сконцентрировано в пирите этапа низкотемпературного преобразования скарнов. Такой вывод подтверждается отсутствием на промышленных скарновых месторождениях шлиховых ореолов золота даже там, где концентрация благородного металла в рудах достигает 20-30 г/т (Самолазовское золоторудное месторождение).

ДЖФ характеризуется наибольшей изменчивостью морфометрических, химических, физических и других свойств благородного металла.

В золото-сульфидной субформации содержание «свободного» золота составляет 7-15 %, извлекаемого цианированием - 81-90 %, связанного в сульфидах 3-11 %. По минеральным типам руд имеем следующие характеристики. В золото-пирит-карбонатных рудах первым по времени выделения является эмульсионное золото, включенное в ранний пирит. Оно имеет округлые формы и размеры от 0,01 до 0,001 мм, однородное внутреннее строение, темно-желтый цвет. Более крупные (0,005-0,1 мм) и менее правильные по форме (овальные, вытянутые, неправильные) индивиды золота присущи пириту второй генерации и кристаллам железистого карбоната. В карбонате встречены также зерна золота с признаками кристаллических

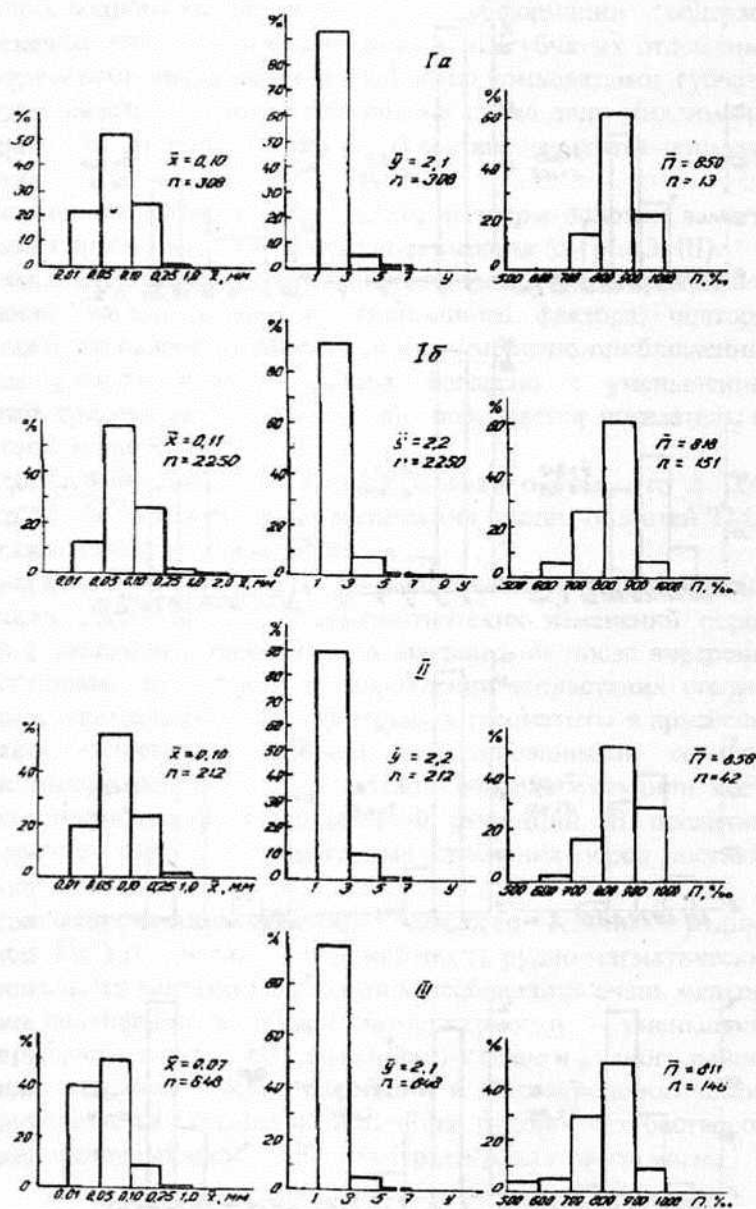


Рис.2. Распределение золота по среднему размеру зерен (x), уплотненности (y) и пробности II в окисленных рудах (Ia) и шлиховых ореолах (Iб, II, III) на месторождениях и рудопроявлениях золото-меднопорфировой формации (Iа, б - Рябиновое месторождение, II - Якокутское рудопроявление, III - Ыллымахское рудопроявление); n - здесь и на рис. 3 - число зерен

границ. Этим разновидностям близки по времени осаждения крупные (1-3 мм) комковато-угловатые, жилковидно-пластинчатые, таблитчатые, ксеноморфные выделения золота, развитые в основном между зернами пирита, карбоната или в микротрещинах минералов. Все эти разновидности золота имеют высокую пробу (911-985 ‰) и сходный набор элементов-примесей (Cu, Pb, Fe, Bi, As, Mn).

В золото-пирит-халькопирит-тремолитовых рудах преобладает тонкодисперсное и очень мелкое золото. Оно заключено преимущественно в раннем пирите в виде мельчайших эмульсионных включений. В отличие от таковых карбонатных руд, в последних наряду с мономинеральными развиты полиминеральные эмульсионные выделения, включающие самостоятельные фазы: собственно золото, теллуриды золота и серебра, галенит, сфалерит. Вторая генерация благородного металла - «свободное» золото, осажденное в трещинах и интерстициях зерен пирита и поздних жильных минералах. Средний размер золотинок в золото-пирит-халькопирит-тремолитовых рудах (по замерам 165 зерен) составляет 0,017 мм, а их средняя проба 850 ‰. Главные примеси в золоте Cu, Fe, Te.

Золото-пирит-халькопирит-галенит-кварцевые, золото-пирит-кварцевые, золото-галенит-кварцевые руды содержат те же две генерации золота. Однако «свободное» золото во всех типах резко преобладает над «эмульсионным». Соответственно средний размер золотинок (по замерам 184 зерен) возрастает до 0,03 мм, средняя проба понижается до 800 ‰. Примеси в золоте представлены Cu, Fe, Pb, Te, Bi. Эти типы вместе с золото-пирит-карбонатным представляют в районе главный коренной источник широких устойчивых шлиховых ореолов золота и богатых аллювиальных россыпей.

На выходах месторождений в окисленных рудах, элювии морфометрические и другие параметры золотинок изменяются под действием гипергенных факторов. В частности, размер золотинок заметно выше таковых первичных руд, что обусловлено, по-видимому, в основном рассеянием «эмульсионного» и накоплением «свободного» золота. Повышение

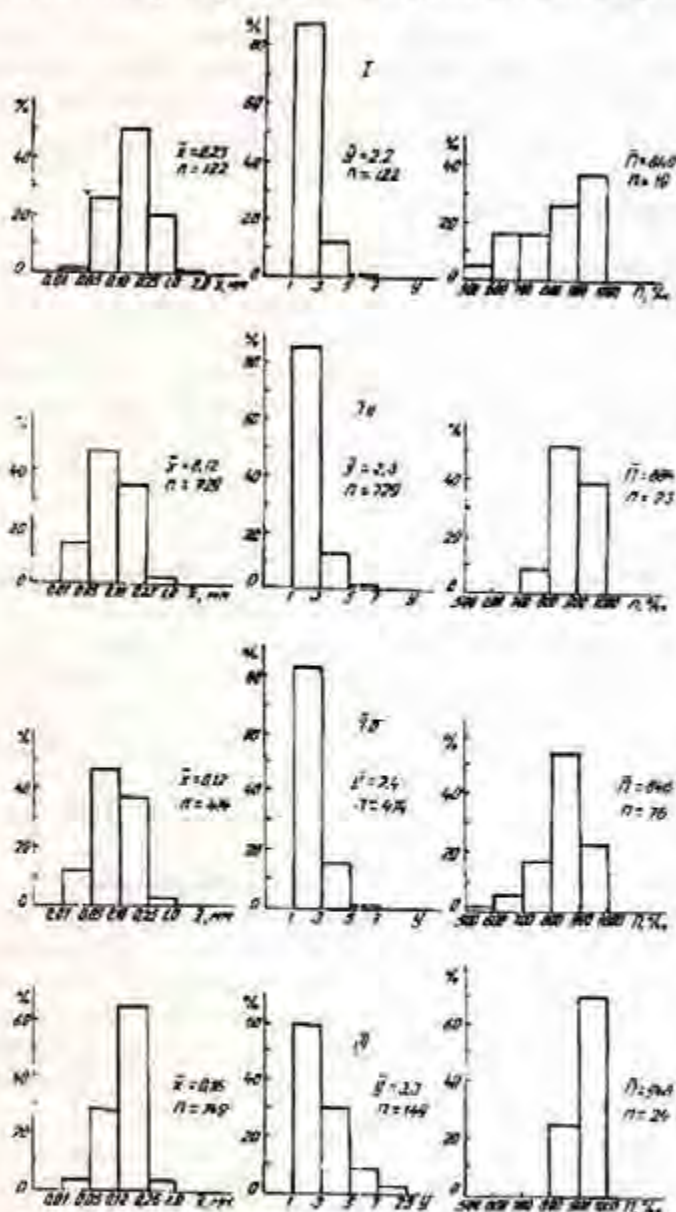


Рис. 3. Распределение золота по среднему размеру зерен (x), уплощенности (y) и пробе (Pi) в окисленных рудах (I, IIa, III) и шлиховых ореолах (IIb) на рудных полях золото-джаспероидной формации (I - Лебединское, IIa, б - Колтыконское, III - Куранахское рудные поля)

пробы золота также в значительной степени связано с его гипергенным обогащением (рис. 3, I, IIa, IIб).

В золото-малосульфидной субформации ДЖФ содержание свободного золота 8-15 %, извлекаемого цианированием - 8-60,5 %, связанного в сульфидах - 27-74,5 %. Большие колебания значений второго и третьего параметров вызваны широким и неравномерным развитием в субформации окисленных руд, легко поддающихся цианированию. Как и предыдущие типы, золото-пирит-кварцевые и золото-пирит-гидрослюдисто-кварцевые руды субформации содержат «эмульсионное» и «свободное» золото. Первое имеет вид изометричных тонкогубчатых отложений, второе представлено округлыми и более сложными индивидами, неправильно комковатыми, губчатостветвляющимися и кристаллическими. Размеры выделений - преимущественно сотые доли миллиметра. Средняя пробность первой разновидности 973 ‰, второй - 873 ‰ [6]. В составе элементов-примесей отмечены Cu, Te, Pb, иногда Bi, Fe, As.

В шлиховых ореолах на месторождениях субформации средние размеры золотин заметно превышают таковые первичных руд. Средняя проба этих зерен достаточно высокая (см.рис.3, III).

Суммируя данные по ДЖФ, в целом следует отметить, что шлиховое золото несет признаки не только гипергенных изменений, но также наследует влияние гипогенного фактора, повторяя эндогенную зональность минерализации рудного района. В направлении от умеренно приближенных к магматическим центрам участков к флангам рудного района, согласно с уменьшением сульфидности руд, закономерно снижается средняя крупность золотин, повышается показатель их уплощенности, возрастает пробность золота (см.рис.3).

Подводя итоги проведенного исследования, мы приходим к выводу о том, что в ЦАР отчетливо проявлены признаки закономерного развития рудно-магматических систем областей ТМА, намеченные ранее [9]. Наши наблюдения подтверждают и дополняют их.

Новые данные состоят в следующем. Установлена хронологическая и структурная согласованность в развитии магматической деятельности и метасоматических изменений пород. Последние предшествовали главному этапу щелочного магматизма, а завершились после внедрения поздних даек. Состав метасоматитов варьировал во времени в направлении возрастания степени гипогенной гидратации. Высококалиевые «сухие» анкерит-калишпатовые метасоматиты в архейских породах и доломитах чехла сменились калиевыми умеренно гидратированными серицит-микроклиновыми метасоматитами в щелочных массивах, которые в свою очередь, уступили место магниезиальным скарнам, а затем мощно проявленной джаспероидной формации. В последней калиевые фации сместились на фланги рудного района, а гидрогенные изменения пород достигли максимума.

Высокий потенциал калия в воздействующем растворе, сходство главных рудных компонентов продуктивных зон (Au, Ag, Cu, Pb, Te), отчетливая подчиненность рудно-магматических систем одним геологическим структурам, характер самородного золота (преобладание очень мелкого и мелкого золота), его распределение, подчиненность общей закономерности - уменьшение крупности, повышение уплощенности и пробности золота с продвижением на фланги рудного района делают возможным объединить изученные метасоматические формации в один хронологический формационный ряд, единство которого определяется общностью источника рудоносных растворов, поступавших из глубинных очагов калиевых щелочных и субщелочных (трахибазальтовых) магм.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология. - 1997. - № 1. - С.16-24.
2. Гамянин Г.Н., Ким А.А. Процессы скарнообразования Лебединского рудного поля // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии / ИГЯФСОАН СССР.- Якутск, 1981. - С. 59-76.
3. Захаров Е.Е., Новиков В.П., Пилипенко Г.Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района // Геол. рудн. месторожд.- 1967. - №1. - С.20-31.

4. Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии / ИГЯФСОАН СССР. - Якутск, 1981. - С.93-108.

5. Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар.Н., Эйтин А.Р. Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья // ДАН СССР. - 1971. Т.201, №5. - С.1184-1187.

6. Угрюмов А.Н. Мезозойские апокарбонатные метасоматиты центральной части Алданского щита и прогноз связанного с ними оруденения // Применение математического моделирования для прогноза рудных месторождений: Сб. научн. тр. - Иркутск: Иркутский гос. университет, 1981 - С. 120-138.

7. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового щелочного массива // Сов. геология. - 1984. - №9. - С. 84-94.

8. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонov В.С. Опыт мелкообъемного шлихового отпробования деловиальных отложений при поисках золотосодержащих меднопорфировых и золоторудных джаспероидных месторождений // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых: Межвуз. научн. темат. сб./ Свердлов. горн. ин-т. - Свердловск, 1988. - С. 44-48.

9. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики) - Л.: Недра, 1987. - 231 с.

УДК 553.3.311

В.Ф.Рудницкий, Н.А.Абрамова, К.Б.Алешин, В.В.Матияш

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВЫХ РУД НОВО-ЕСТИЮНИНСКОЙ ЗОНЫ ЕСТИЮНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Впервые представление о первично вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых скарновых месторождений было обосновано И.В.Дербиковым в начале 60-х годов для рудных объектов юга Западной Сибири [3]. Предполагалось, что выдренные интрузии в участки с относительно убогой вулканогенно-осадочной минерализацией приводило к скарнированию и ремобилизации рудного вещества с повышением его концентраций. В дальнейшем аналогичные выводы были сделаны для железорудных месторождений Урала [1,4].

Естюнинское месторождение в Тагило-Кушвинском железорудном районе, по данным Ю.Н.Глазова, А.А.Пуркина, Б.М.Алешина и др. [2], приурочено к останцу контактово-метаморфизованных вулканогенноосадочных пород кабанской (?) свиты лландоверийско-ранненевлоксского возраста, расположенного в диоритах Тагильского сиенит-диоритового массива. Породы останца прослеживаются в северо-западном направлении (320—330°) на 8 км при ширине в плане от 250 до 1000 м; падение северо-восточное под углами 35-50°. Признаки первично вулканогенно-осадочного генезиса проявлены на Естюнинском месторождении, по сравнению с другими аналогичными месторождениями района, наиболее отчетливо. К ним относятся: а) конформное залегание рудных тел пластообразной формы с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами; б) крайне незначительное проявление скарнообразования и практически отсутствие карбонатных пород.

На Естюнинском месторождении выделяются две зоны: собственно Естюнинская, включающая разрабатываемое рудное тело №1, и Ново-Естюнинская, залегающая примерно в 600 м стратиграфически ниже. Она содержит две основные залежи: рудное тело № 21 и отстоящее в 110-170 м ниже по разрезу рудное тело № 22. Залежи железных руд, так же, как и породы, имеют северо-