

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

А.В. Сначев¹, М.А. Рассомахин², К.Р. Нуриева^{1,3}, Р.Р. Исламов^{1,3}

*¹ – Уфимский федеральный исследовательский центр РАН,
Институт геологии г. Уфа
SAVant@rambler.ru*

*² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Институт минералогии, г. Миасс*

³ – Башкирский государственный университет, г. Уфа

К истории формирования Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал)

Сиратурское рудное поле находится в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома (рис. 1). В его пределах известны три коренных золоторудных месторождения (Сиратурское, Кузьма-Демьяновское и Камышакское) и несколько проявлений (Барсучий Лог, Бугор, Голенькие Горки, Раздольное) [Серавкин и др., 2001; Салихов и др., 2003; Латыпов и др., 2012ф]. Они приурочены к крайней восточной части субмеридиональной полосы углеродистых, углеродисто-хлорит-кварцевых и хлорит-кварцевых сланцев поляковской свиты, датированной ордовиком по находкам конодонтов [Маслов, Артюшкова, 2000], а также к зоне ее тектонического сочленения с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского массива [Знаменский и др., 1993]. Севернее Сиратурского месторождения (Кузьма-Демьяновский участок) развиты малые тела гранитоидов балбукского комплекса (C₂b) с Rb–Sr возрастом 311±9 млн лет [Салихов и др., 2013]. Геологоразведочные исследования на рассматриваемой территории в период 2009–2020 гг. показали, что в черносланцевых отложениях золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым.

Собственно Сиратурское золоторудное месторождение включает Фельдшерский (на севере), Центральное-Сиратурский (в центре) и Южно-Сиратурский (на юге) участки и протягивается на 3.7 км при ширине от 100 до 400 м. В его пределах установлено четыре рудных тела, главное из которых имеет мощность 3.0 м, прослежено на расстояние 2.1 км, приурочено к лежащему контакту черносланцевой толщи с лиственитами и имеет крутое (85°) западное падение. Сульфидная минерализация в породах рудной зоны занимает до 10 % и представлена пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. В углеродистых сланцах также отмечены пирротин и сфалерит [Сначев и др., 2020]. По данным атомно-абсорбционного анализа (спектрофотометр Спектр-5, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Н.Г. Христофорова), вмещающие черные сланцы содержат 0.045–0.055 г/т Au, что соответствует границе между сильной и рудогенной аномалиями [Юдович, Кетрис, 2015]. Среднее содержание золота в рудных телах – 2.12 г/т. Кроме перечисленных выше рудных тел, в крайней южной части Сиратурского месторождения отмечена так называемая Широкая жила, приуроченная к зоне трещиноватости, оперяющей Главный Уральский разлом. Руды ограничены зоной дробления углеродистых сланцев и представлены кварц-малосульфидным жильно-прожилковым типом. Распределение золота в них неравномерное. На участках, густо пронизанных кварцевыми жилами, его содержание достигает 25 г/т.

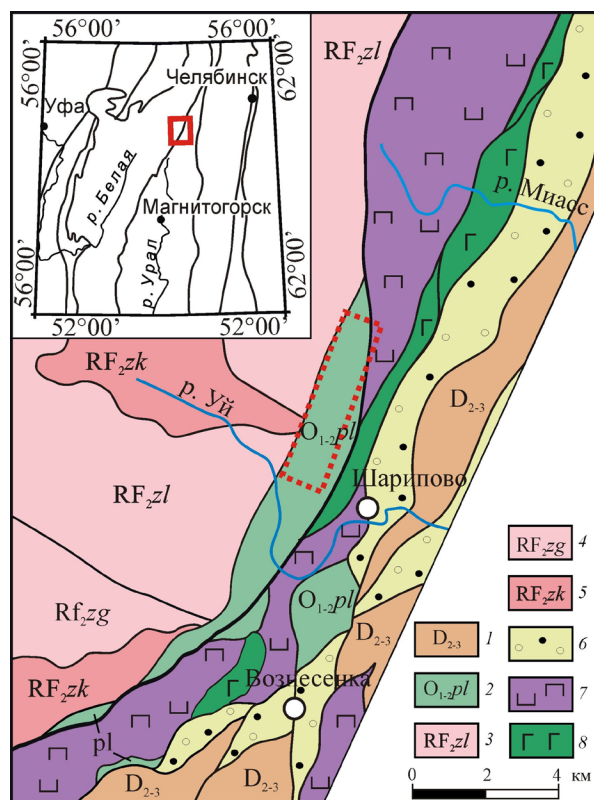


Рис. 1. Схема геологического строения района работ по [Князев и др., 2013; Аулов и др., 2015] с упрощениями авторов.

1 – вулканогенно-осадочные отложения Западно-Магнитогорской зоны; 2 – углеродистые сланцы и базальты поляковской свиты; 3 – песчаники и кварциты зильмердакской свиты; 4 – кварциты, кварцито-песчаники зигальгинской свиты; 5 – кварциты, кварцито-песчаники зигальгинской свиты; 6 – углеродистые сланцы зигазино-комаровской свиты; 7, 8 – Нуралинский офиолитовый комплекс: 7 – серпентинитовый меланж, 8 – габбро. Пунктирной линией показан контур Сиратурского месторождения.

Изучение структурных парамагнитных Al примесных центров в кварце (ЭПР спектрометр CMS-8400, кафедра минералогии МГУ, г. Москва, аналитик С.В. Вяткин) золото-сульфидных прожилково-вкрапленных и золото-кварц-малосульфидных жильно-прожилковых руд показало, что концентрация Al центров в кварце руд второго типа составляет 8.8–54.4 ат. г/т (в среднем, 29.3 ат. г/т), а в кварце первого типа – она заметно меньше – 6.7–18.7 ат. г/т (в среднем, 12.0 ат. г/т). Общее низкое содержание структурных примесей Al в кварце может указывать не только на низкую концентрацию в гидротермальном растворе, но и на низкое значение pH среды минералообразования. Примечательно, что содержания Au и Ag в кварце отчетливо связаны с примесью Al. Так, в кварце золото-кварц-малосульфидных руд содержания Au и Ag составляют, в среднем, 0.23 и 0.12 г/т, соответственно (по 16 пробам), а для золото-сульфидных руд – 0.08 и 0.08 г/т (по 23 пробам), что в 2.9 и в 1.5 раза меньше.

В пределах Сиратурского рудного поля при промывке дресвяно-щепнистых кор выветривания, развитых по углеродистым сланцам и листовникам, получено несколько десятков зерен золота (рис. 2а). Анализ на РЭМ Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ЮУФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) позволил разделить их на две группы, первая из которых (главное рудное тело и Широкая жила Сиратурского месторож-

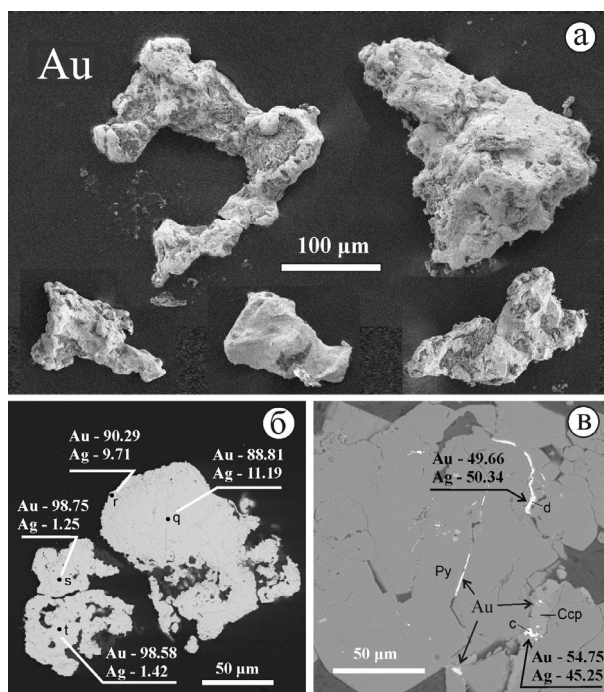


Рис. 2. Электронно-микроскопические фото и точки анализа золота Сиратурского месторождения.

дения, проявление Фельдшерское) характеризуется высокой пробностью (900–980 ‰) (рис. 2б), а вторая (золото-сульфидные руды Сиратурского месторождения и проявление Голенькие Горки) содержит значимую примесь Ag (вплоть до электрума) (67–82 мас. % Au, 17–33 мас. % Ag и до 0.36 мас. % Cu). В золото-сульфидных рудах Сиратурского месторождения в пирите также установлено низкопробное золото: 50–55 мас. % Au и 45–50 мас. % Ag (рис. 2в).

Таким образом, черносланцевые толщи содержат повышенные концентрации Au. В результате последующей длительной истории развития Магнитогорской мегазоны в раннем и среднем палеозое (океаническая и островодужная стадии) они испытали интенсивное погружение, катагенетические преобразования и зональный приразломный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В это время были сформированы прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды (пробность золота 670–820 ‰).

В коллизионный этап развития Южного Урала (C_2-P_1) образовались жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-малосульфидные руды, по-видимому, в связи с гидротермальной деятельностью гранитоидов балбукского комплекса. Эти руды содержат высокопробное (940–970 ‰) самородное золото и залегают в породах, испытывавших натриевый метасоматоз. Многочисленные отличия в обоих типах руд заключаются в условиях формирования оруденения и, вероятно, составе флюидных систем, эволюция которых и привела к их отложению. В целом, Сиратурское месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу. Это единственный объект на Южном Урале, который расположен в черносланцевых отложениях офиолитовой ассоциации и представляет несомненный интерес для дальнейших оценочных и разведочных работ.

Геологические работы выполнены в рамках Государственного задания, тема № 0246-2019-0078. Изучение состава золота проведено в рамках Государственного задания, темы № АААА-А19-119072390050-9.

Литература

Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Потапова М.Н., Самозванцев В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XII – Златоуст. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Знаменский С.Е., Ковалев С.Г., Сначев В.И., Даниленко С.А., Знаменская Н.М., Рачев П.И. Платиноносность гипербазитовых массивов башкирской части зоны Главного Уральского разлома // Тез. докл. конф. «Познание, освоение и сбережение недр РБ». Уфа, 1993. 57 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Латыпов Ф.Ф., Утаев М.Ф., Исакова Р.Ш., Мальцева М.В., Мельникова Ю.В. Поиски рудного золота на Сиратурской площади (Республика Башкортостан). Уфа: ОАО Башкиргеология, 2012ф. 339 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Часть 1. Уфа: Экология, 2003. 222 с.

Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Сначев А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначев В.И., Рассомахин М.А., Коцуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. №. 5. С. 64–70.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.: Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042

А.Ф. Собиров

*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
sobirov-abbosbek@mail.ru*

Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал) (научный руководитель – член-корр. РАН В.В. Масленников)

Коренное и россыпное месторождение Бурное золото, отработанное в прошлом и позапрошлом веках, локализуется на южном выклинивании Петропавловско-Сухтелинской золотоносной зоны Арамильско-Сухтелинского синклиория на восточном фланге Магнитогорского мегасинклиория [Тевелев и др., 1998, 2002, 2018; Сначев и др., 2003]. Несмотря на интенсивные горные работы, территория, прилегающая к месторождению, изучена слабо. Отсутствуют данные о минеральном составе жил и пробности золота. Такие жилы встречены в 200 м к юго-востоку от урочища Шахты.

Продукты разрушения жил встречены в мезозойских конгломератах, состоящих из галек золотоносного кварца, яшм, углеродисто-кремнистых пород, бокситов, серпентинитов и базальтов. Предполагается, что эти турмалин-кварцевые жилы и конгломераты, а также ассоциирующие с ними красные и рыжие глины представляют главный интерес с точки зрения их потенциальной золотоносности. Целью работы является исследование особенностей

вещественного состава кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка. Основой для работы стали материалы, собранные автором во время прохождения производственной практики в ООО «Лондогора» в 2020 г. Оптические исследования проводились на микроскопе Olympus BX51 с цифровой видеокамерой. Химический состав самородного золота определен на СЭМ Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (Имин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик И.А. Блинов).

Самородное золото зафиксировано в разноориентированных турмалин-кварцевых жилах мощностью 5–10 см в выветрелых гранодиоритах. Изученный автором образец ЮС-6е был отобран в проложенной по гранодиоритам канаве в одной из турмалин-кварцевых жил на глубине 1.5 м. Крупное (до 2–3 мм) самородное золото обнаружено в агрегате крупнозернистого молочно-белого и желтоватого кварца, а также в темно-бурой массе, сложенной турмалином и покрытой гидроксидами железа.

В ходе микроскопического изучения установлено, что самородное золото образует агрегаты сложной формы и прожилковидные выделения размером до 0.9 см, ассоциирующие с агрегатами турмалина и кварца (рис.). Наиболее крупные золотины тяготеют к границе кварцевых и турмалиновых агрегатов. Самородное золото меньшего размера (≤ 0.5 мм) формирует дендритовидные, сетчатые, угловатые и прожилковидные агрегаты. Угловатые золотины с кристаллографическими очертаниями ассоциируют с полными псевдоморфозами гидроксидов Fe по сульфидам. В гидроксидах Fe отмечаются тончайшие короткие прожилки и пылевидные включения самородного золота размером от первых микрометров до 10–20 мкм. В самородном золоте наблюдаются включения призматических и сложенно-угловатых зерен турмалина и единичные включения галенита.

Электронно-микроскопическое изучение самородного золота позволило выделить две его генерации, отличающиеся по химическому составу. Преобладающая первая генерация представлена зернами золота различной формы и размера, ассоциирующими с турмалин-кварцевыми агрегатами и обладающими умеренно высокопробным составом (870–888 ‰) с содержанием Ag 11.44–12.38 мас. % (табл. 1). Вторая генерация представлена тонкодисперсным и прожилковидным весьма высокопробным самородным золотом, образующим включения в гидроксидах Fe (1000 ‰) (табл. 1).

Состав турмалинов (табл. 2) близок метаморфогенным дравитам-оксидравитам орогенных золоторудных месторождений [Nazarika, Mishtra, 2015], связанным с вовлечением в процесс метаморфогенных флюидов, и турмалинам месторождений золота, которые рассма-

Таблица 1

Химический состав самородного золота Южно-Сухтелинского проявления (мас. %)

№ п/п	№ ан.	Ag	Au	Сумма	Формула
1	20697b	11.98	87.26	99.24	$Au_{0.80}Ag_{0.20}$
2	20697c	11.68	88.17	99.84	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$
3	20697d	11.64	88.31	99.95	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$
4	20697e	11.90	88.77	100.67	$Au_{0.80}Ag_{0.20}$
5	20697i	12.21	87.06	99.27	$Au_{0.82}Ag_{0.18}$
6	20697j	12.27	88.21	100.48	$Au_{0.80}Ag_{0.20}$
7	20697k	11.44	87.90	99.34	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$
8	20697n	12.38	87.92	100.29	$Au_{0.80}Ag_{0.20}$
9	20697u	11.45	88.73	100.18	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$
10	20697h	–	100	100	Au_{100}
11	20697o	–	100	100	Au_{100}

Примечание. Анализы самородного золота: 1–9 – первая генерация; 10, 11 – вторая генерация.

Таблица 2

Химический состав турмалина Южно-Сухтелинского проявления (мас. %)

№ п/п	№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	B ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма
1	20697f	37.02	—	34.38	6.24	6.63	2.28	10.74	3.70	100.99
2	20697l	36.11	0.29	34.40	6.10	6.31	2.56	10.59	3.65	100.01
3	20697r	36.57	0.54	32.57	8.53	6.39	2.46	10.67	3.68	101.41
4	20697s	37.40	—	37.42	3.21	6.65	2.90	10.91	3.76	102.25
5	20697t	37.00	—	35.18	5.68	6.55	2.73	10.78	3.72	101.64
Коэффициенты в формуле, Σ катионов = 15										
№ п/п	Na	Mg	Al	Fe	Ti	Si				
1	0.72	1.60	6.56	0.84	0.00	6.00				
2	0.81	1.54	6.65	0.84	0.04	5.93				
3	0.78	1.55	6.25	1.16	0.07	5.97				
4	0.90	1.58	7.03	0.43	0.00	5.97				
5	0.85	1.57	6.69	0.76	0.00	5.97				

Примечание. Анализы 1, 2 и 3–5 выполнены для трех различных кристаллов турмалина; анализы 1, 2 соответствуют точкам f, l на рис. Содержания B₂O₃ и H₂O рассчитаны по стехиометрии.

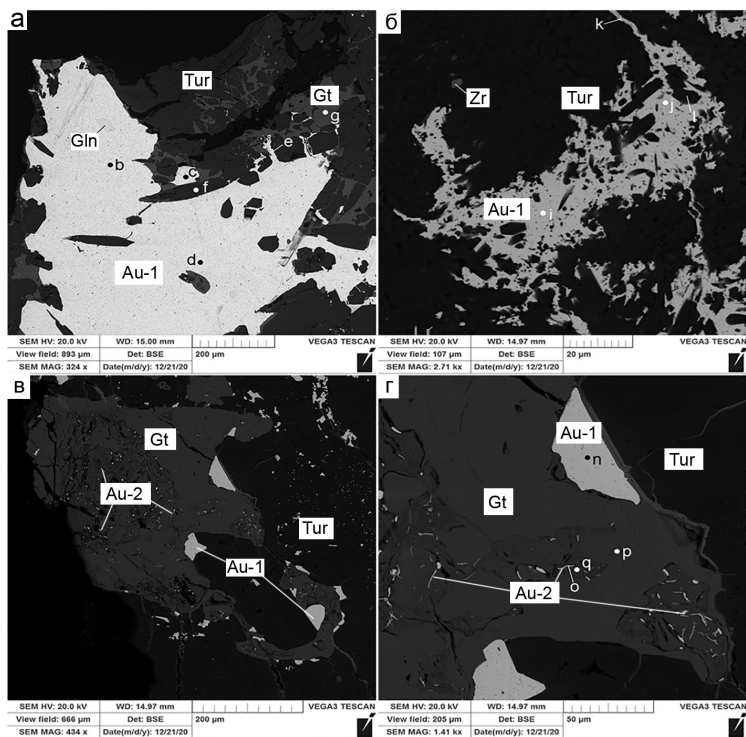


Рис. Электронно-микроскопические изображения и точки анализа полированных зерен золота из рудных зон проявления Южно-Сухтелинское: а) крупное выделение умеренно высокопробных золотин первой генерации (Au-1) с включениями галенита (Gln) в кварц-турмалиновой массе (Tur), по краям трещины и пустоты заполнены оксидами Fe (Gt); б) дендритное выделение самородного золота первой генерации (Au-1) и зерно циркона (Zr) в агрегатах турмалина (Tur); в, г) выделение весьма высокопробного тонкодисперсного золота второй генерации (Au-2) в трещинах и прожилках гидроксидов Fe (Gt) в ассоциации с агрегатами турмалина (Tur) и самородного золота первой генерации (Au-1).

триваются как переходные от порфирового к эпитермальному типам [Voudouris et al., 2019]. Такая золото-турмалиновая и золотоносная кварц-турмалиновая ассоциация сопоставима с рядом золоторудных объектов Восточного Забайкалья, Тувы и Южного Урала [Gvozdev et al., 2020; Кужугет и др., 2014; Коломоец и др., 2020].

Таким образом, в коренном залегании в турмалин-кварцевых жилах установлено самородное золото двух генераций, отличающихся крупностью, морфологией, ассоциацией и химическим составом. Первая генерация умеренно высокопробного самородного золота обладает крупными размерами, прожилковидной морфологией и связана с агрегатами кварца и турмалина. Вторая генерация весьма высокопробного самородного золота формирует тончайшие включения и прожилки в гидроксидах Fe, вероятно, псевдоморфно заместивших первичные сульфиды.

Работа выполнена в рамках государственного задания ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № АААА-А19-119061790049-3. Автор благодарен В.В. Масленникову, Е.В. Белозуб и А.С. Целуйко за ценные рекомендации и помощь в работе, И.А. Блинову – за анализы минералов.

Литература

- Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. Золототурмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 12. С. 11–15.
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И. Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, западная Тува // Литосфера. 2014. № 2. С. 99–114.
- Сначев А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И. Благородные металлы в углеродистых отложениях южной части Арамилско-Сухтелинской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 180–185.
- Тевелев А.В., Артюшкова О.В., Борисенко В.И. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюлл. МОИП. Т. 73. Вып. 5. 1998. С. 63–65.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточноуральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 120 с
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Буриштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIX (Варна). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2018. 236 с.
- Gvozdev V.I., Grebennikova A.A., Vakh A.S., Fedoseev D.G., Goryachev N.A. Mineral evolution during formation of gold–rare-metal ores in the Sredne-Golgotay deposit (Eastern Transbaikalia) // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. No. 1. P. 66–86.
- Hazarika P., Mishra B. Tourmaline as fluid source indicator in the late Archean Hutti orogenic gold deposit // Mineral Resources in a Sustainable World. Nancy, 2015. P. 465–467.
- Voudouris P., Baksheev I.A., Mavrogonatos C., Spry P.G., Djiba A., Bismayer U., Papagkikas K., Katsara A. Tourmaline from the Fakos porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Te prospect, Limnos island, Greece: mineral-chemistry and genetic implications // Bulletin of the Geological Society of Greece. 2019. Vol. 7. P. 329–330.

А.К. Козин^{1,2}, С.Ю. Степанов², Р.С. Паламарчук², В.В. Михайлов²
*¹ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
kozin.00@bk.ru*
² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

**Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей
Миасской россыпной зоны (Южный Урал)**
(научный руководитель – профессор А.В. Козлов)

Миасская россыпная зона расположена на Южном Урале и включает в себя многочисленные россыпи, из которых за два века разработки было добыто более 100 т золота. Россыпная зона находится в пределах зоны Главного Уральского разлома, включающей офиолитовые и островодужные комплексы и многочисленные кислые интрузивы коллизионного этапа формирования Уральской складчатости [Пучков, 2000]. Широкое проявление россыпных объектов с золоторудной минерализацией в районе обусловлено сочетанием большого числа геологических комплексов, вмещающих коренные источники золота различных генетических типов, среди которых золото-лиственитовые (месторождение Мурашкина гора), золото-родингитовые (месторождение Золотая Гора), золото-кварцевые, золото-кварцево-сульфидные и другие [Сазонов и др., 2001].

Территория долины реки Миасс характеризуется хорошей геологической и минералогической изученностью: так, например, по включениям элементов платиновой группы (ЭПГ) и сульфидов цветных металлов в самородном золоте установлены вероятные коренные источники золота в россыпях и их генетические типы [Зайков и др., 2017]. Детальные минералогические исследования шлиховых ассоциаций россыпи Комья-Курай [Попова и др., 2016] и пяти других россыпных объектов [Козин и др., 2020] позволили выявить общие черты и отличительные особенности минерального состава шлихов различных россыпей и предположить ключевую роль ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации и связанных с ними коренных месторождений золота в формировании россыпей Миасской зоны. Тем не менее, основное внимание в этих исследованиях было направлено на изучение минералов платиновой группы (МПГ) и шлиховых ассоциаций, в меньшей степени затрагивая вопросы особенностей самородного золота россыпей.

Изучение типоморфных особенностей и химического состава самородного золота позволяет оценить условия формирования золотого оруденения и выявить возможные генетические типы коренных источников, участвовавших в формировании россыпей. Цель работы – изучение особенностей строения и химического состава золота из россыпей Миасской зоны с определением возможных генетических типов коренных источников и особенностей условий транспортировки самородного золота водными потоками.

Материалом для исследования послужило самородное золото из шлиховых концентратов, отобранных в ходе полевых работ летом 2019 г. из россыпей Миасской россыпной зоны (россыпи рек Атлян, Черная, Каменка, Березовая, а также Архангельского и Семениковского логов). Морфология самородного золота изучена с помощью сканирующей электронной микроскопии, составы получены методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроскопе с волновыми дисперсионными спектрометрами (Cameca SX100, ЦКП УрО РАН «Геоаналитик»).

Золотоносные россыпи долины реки Миасс представляют собой аллювиальные и аллювиально-делювиальные (ложковые) отложения, сформированные как крупными потоками, такими как р. Атлян, так и мелкими водотоками [Шуб и др., 1993]. Отложения представлены несцементированными галечниками, глинами, супесями с галькой, валунниками. В нижней

части разреза плотик представлен корами выветривания. Общая мощность разреза россыпей варьирует от 1.7 до 6 м. Золотоносные интервалы локализованы в приплотиковых частях разреза.

В ходе исследования изучены морфологические особенности более 50 зерен золота. Их размеры составляют 0.1–2.5 мм, при этом преобладающим является класс крупности $-0.5+0.25$ мм. Самородное золото из россыпей Архангельского лога, р. Березовая и россыпей в верховьях р. Атлян отличается слабой окатанностью и преобладанием трещинно-цементационных форм (рис. 1а). Для них характерен удлинённый и комковидный облик с многочисленными выклинивающимися отростками и угловатыми выступами. Очертания зерен угловатые, с многочисленными отпечатками граней минералов вмещающих пород, ступенчатыми поверхностями и штриховками. В россыпях р. Атлян также обнаружены два знака золота размером 150 и 200 мкм, обладающие фрагментарно сохранившимся собственным ограничением (рис. 1б). Поверхность трещинно-цементационного золота относительно ровная с небольшими дефектами, вызванными нахождением золота в россыпи.

Самородное золото, извлеченное из шлиховых концентратов россыпей рек Каменка и Черная, а также россыпей Семениковского лога (промышленные россыпи Атлянской группы), характеризуется высокой степенью окатанности. Для этих россыпей характерно золото субизометричной, слабоудлиненной и слабоуплощенной форм, претерпевшее значительные изменения в процессе транспортировки водотоками (рис. 1в–д). Поверхность золотин неровная, бугристо-кавернозная, с многочисленными царапинами и следами перековки, также отмечаются фрагменты с пористой структурой поверхности. По наиболее хорошо сохранившимся зернам можно предположить, что золото данных россыпей также относится к трещинно-цементационному морфологическому типу.

Подавляющее большинство изученных зерен лишено включений и сростаний с другими минералами, лишь в двух зернах из россыпей в верховьях р. Атлян обнаружены угловатые зерна теллуrowисмутита субизометричной формы размером 15–20 мкм (рис. 1е).

Для самородного золота всех изученных россыпей характерно низкое содержание Cu: лишь несколько зерен содержит 1–2 мас. % Cu. Практически полное отсутствие Cu в само-

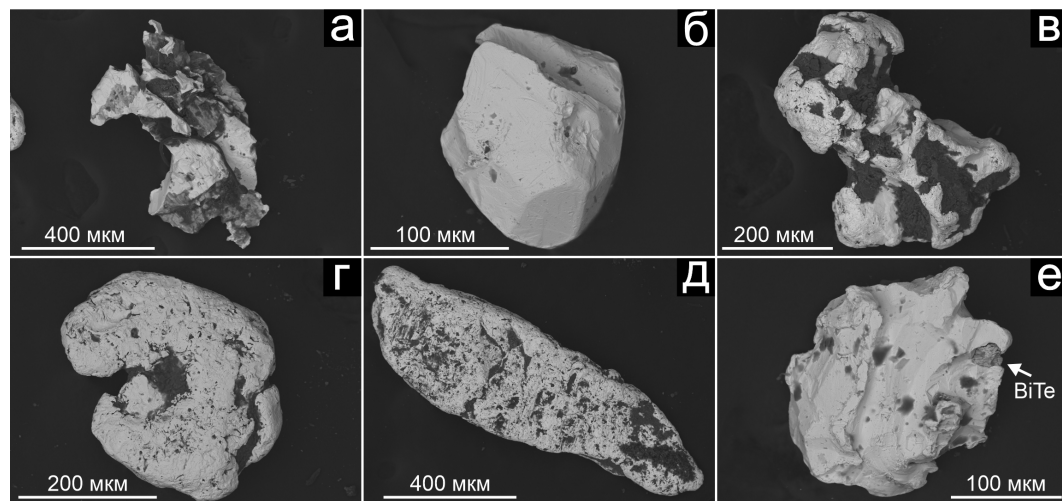


Рис. 1. Морфологические особенности самородного золота из россыпей Миасской россыпной зоны: а) Архангельский лог; б, е) р. Атлян; в) р. Каменка; г) Семениковский лог; д) р. Черная. BiTe – включение теллуrowисмутита.

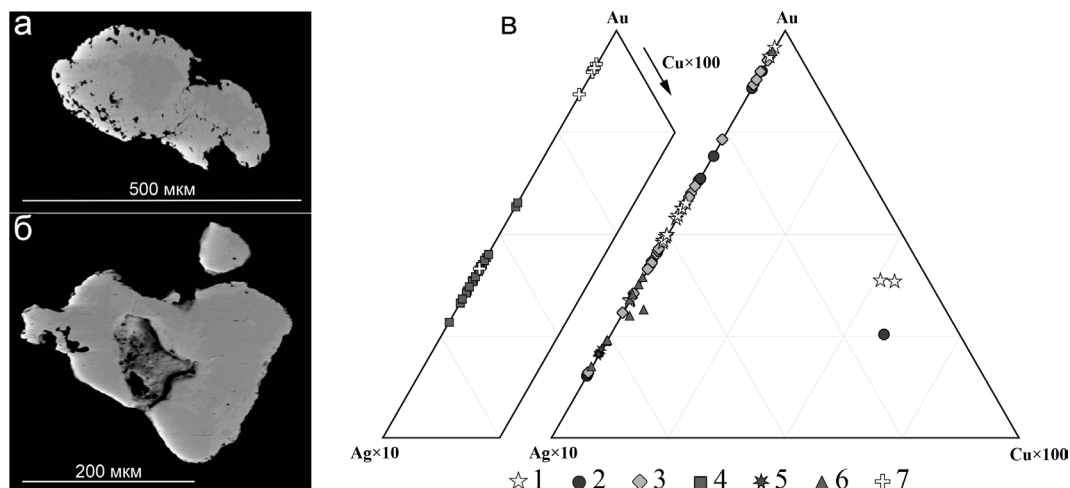


Рис. 2. Самородное золото из россыпей Миасской россыпной зоны: а, б) внутреннее строение самородного золота, р. Черная; в) состав самородного золота: 1 – р. Березовая; 2 – р. Каменка; 3 – р. Черная; 4 – р. Атлян; 5 – Мурашкина гора; 6 – Архангельский лог; 7 – Семениковский лог.

рудном золоте обуславливает Au-Ag тренд на треугольной диаграмме составов (рис. 2в). Вариации содержания Ag в самородном золоте россыпей значительно более широкие. Электрум и самородное золото с высоким содержанием Ag (15–32 мас. %) преобладают в россыпях Архангельского лога, связанных с золото-кварцевыми жилами в лиственитизированных ультрабазитах коренного месторождения Мурашкина гора. Близкими содержаниями Ag (11–20 мас. %) отличается самородное золото из непромышленных россыпей в верховьях р. Атлян, в центральных частях зерен переходящее в электрум. Самородное золото россыпей р. Березовая содержит 7–16 мас. % Ag. Для золота россыпей Семениковского лога (промышленные россыпи Атлянской группы) характерно содержание Ag 0.8–1.8 мас. % с закономерным возрастанием содержаний от краевых зон к центру зерна (рис. 2а, б). Золото россыпей рек Каменка и Черная отличается большим разбросом содержания Ag. Содержание Hg в самородном золоте большинства россыпей не превышает 1 мас. %. В то же время, самородное золото из россыпей рек Каменка и Черная может содержать 5 мас. % Hg. В зернах золота обнаружена тонкая (до 10 мкм) кайма с повышенной пробностью, содержание золота в которой достигает 100 мас. %.

Исследование морфологических особенностей самородного золота позволило выявить значительные различия степени окатанности и сохранности золотин из различных россыпей. Так, самородное золото из россыпей рек Атлян, Березовая и Архангельского лога практически не окатано и сохраняет морфологические признаки, характерные для рудного золота, что свидетельствует о близости расположения коренного источника. В россыпях рек Каменка и Черная, а также россыпях Семениковского лога золото сильноокатанное и практически не сохраняет первоначальных форм, из чего можно сделать вывод о более дальнем переносе золота от коренного источника и его продолжительном нахождении в россыпи. Различия в рельефе поверхностей зерен, такие как микропористость, ямки и царапины на поверхности окатанных зерен, служат подтверждением этих выводов.

Самородное золото из различных россыпей отличается по химическому составу: в широких пределах изменяется содержание Ag, также выявлены различия содержания Hg. Составы золота из россыпей Архангельского лога, связанных с кварцевыми жилами в лиственитизированных гипербазитами месторождения Мурашкина гора, соответствуют результатам ранее

проведенных исследований золоторудных жил Мурашкиной горы [Артемьев и др., 2013]. Составы золота, характеризующиеся высоким содержанием Ag, и электрума из россыпей р. Атлян близки таковым для золота из россыпи Комья-Курай, также относящейся к Атлянской группе россыпей, где центральные части зерен золота наиболее обогащены Ag, при этом в центральных областях некоторых зерен золото переходит в электрум [Попова и др., 2016]. В зернах золота из всех россыпей выделяется краевая кайма повышенной пробыности. Эти особенности строения, а именно выноса примесей из приповерхностных частей зерен, являются результатом изменения золота в зоне гипергенеза [Петровская, 1973].

Самородное золото изученных россыпей Миасской россыпной зоны отличается по химическому и гранулометрическому составам, форме и степени окатанности. Закономерное изменение морфологических особенностей зерен самородного золота позволяет сделать вывод о прямой связи преобладающего объема россыпного золота с коренными источниками, расположенными в верховьях водотоков, и о подчиненной роли промежуточных коллекторов при формировании россыпных объектов в ложковых, аллювиально-делювиальных и аллювиальных россыпях Миасской долины.

Литература

Артемьев Д.А., Блинов И.А., Анкушев М.Н. Самородное золото месторождения листовитового типа Мурашкина Гора (Южный Урал) // Мат. III Междунар. научно-практ. конф. мол. учен. и спец. памяти акад. А.П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. С. 183–187.

Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. Особенности минерального состава шлихов из россыпей золота, связанных с массивом альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. С. 140–143.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2001. 622 с.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.

Попова В.И., Никандрова Н.К., Сарафанов Л.В., Попов В.А. Россыпь золота Комья-Курай Атлянской группы в Миасской долине и перспективы дополнительной отработки россыпей золота на Южном Урале // Минералогия. 2016. № 3. С. 71–78.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Шуб В.С., Баранников А.Г., Шуб И.З., Якушев В.М. Золото Урала. Россыпные месторождения (к 250-летию золотой промышленности Урала). Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 133 с.

В.В. Михайлов, С.Ю. Степанов, Р.С. Паламарчук, Н.С. Чебыкин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
mvvsevolodovich@yandex.ru

Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургорского массива, Южный Урал

(научный руководитель – член-корр. РАН В.Н. Пучков)

Золотые россыпи долины р. Миасс на Южном Урале разрабатываются уже на протяжении 200 лет [Дементьев, Зазуляк, 1997]. Несмотря на высокую продуктивность россыпей Южного

Урала (за всю историю отработки на которых было добыто около 125 т золота [Дементьев, За-зуляк, 1997]), вопрос о коренных источниках благородных металлов остается открытым. Изучение микровключений рудных минералов в россыпном золоте позволило установить связь россыпей Миасской зоны с определенными рудными месторождениями разных формационных типов: золотородингитовым, колчеданным, золотосульфидным, золотоарсенопирит-кварцевым [Зайков и др., 2017]. В гранодиоритах Тургорякского массива вблизи г. Миасс по данным геологического картирования установлено два рудопроявления, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевой формации – Тютевское и Флюоритовая жила [Государственная..., 2010], однако околожильные метасоматические образования, а также рудные минералы из кварцевых жил изучены недостаточно.

Целью работы является изучение коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований, развитых по гранодиоритам Тургорякского массива. Материал для исследования отобран при изучении шести старых выработок, пройденных по кварцевым жилам в гранодиоритах. Отобраны образцы вмещающих гранодиоритов с различной степенью метасоматического преобразования, кварцевых жил с сульфидной минерализацией, а также обрамляющие их околорудные метасоматиты. Химический состав проб был проанализирован на 62 элемента с применением масспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Содержания Au и ЭПГ во вмещающих породах, околорудных метасоматитах и кварцевых жилах определены пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»). Химический состав породообразующих минералов проанализирован на СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС (аналитик Н.С. Чебыкин) и заверен на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax SX100 (аналитик И.А. Готтман) в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Тургорякский массив находится в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория на границе с Главным Уральским разломом. Массив относится к тургорякско-сыростанскому комплексу монцодиорит-гранитной формации и сложен преимущественно гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами I фазы и гранитами II фазы внедрения [Ферштатер, 2013]. Породы массива выходят на дневную поверхность по берегам оз. Тургоряк. В плане он имеет округлую форму, в разрезе представляет собой шток диаметром 8 км с вертикальной мощностью около 7–10 км [Государственная..., 2010]. Вмещающими породами для золото-серебряного оруденения являются амфибол-биотитовые гранодиориты I фазы внедрения. Они представляют собой порфировидные породы, преимущественно состоящие из плагиоклаза (до 58 %, ядро – олигоклаз An 20–25, оторочка – олигоклаз An 12–15), кварца (20 %), калиевого полевого шпата (ортоклаза) (12 %), а также зелено-коричневого биотита (7 %) и роговой обманки (3 %); среди аксессуарных минералов диагностированы циркон, монацит, фтор-апатит, титанит, магнетит. В слабоизмененных гранодиоритах появляется новообразованный мусковит, равномерно замещающий полевые шпаты, по темноцветным биотиту и роговой обманке образуются хлорит и карбонаты. При увеличении степени метасоматической переработки первичный олигоклаз замещается новообразованным альбитом и серицитом, темноцветные минералы замещаются хлоритом и карбонатами, реже новообразованным биотитом. В максимально преобразованных участках породы появляются прожилки, сложенные кварц-альбитовым, кварц-ортоклазовым или мономинеральным кварцевым агрегатами.

Из рудных минералов формирование этих метасоматитов сопровождается образованием идиоморфных кубических зерен пирита. Кварцевые жилы часто отделены от кварц-полевошпатовых метасоматитов тонкими прожилками, сложенными лепидогранобластовыми кварц-серицитовыми породами. Крупные зерна новообразованного полевого шпата часто окружены мелкозернистым кварцевым агрегатом. Сульфиды в кварцевых жилах распростра-

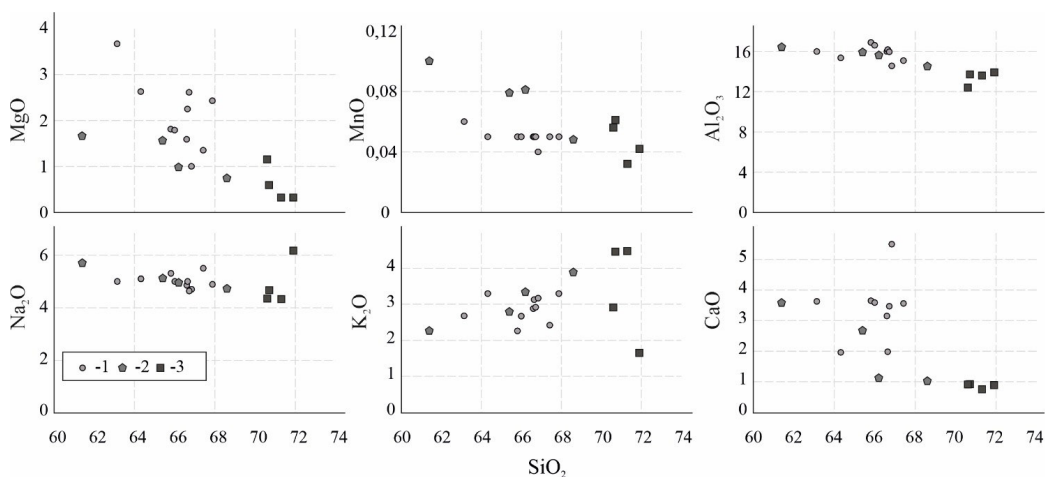


Рис. 1. Диаграммы зависимости петрогенных элементов от содержания SiO_2 для гранодиоритов Туроякского массива:

1 – гранодиориты I фазы [Отчет..., 1982ф]; 2 – промежуточные разновидности метасоматически измененных гранодиоритов; 3 – околожильные метасоматиты.

нены неравномерно, встречаются как мономинеральные кварцевые участки, так и участки с массивным мелко-, среднезернистым пиритом или галенитом. Среди основных рудных минералов в кварцевых жилах диагностированы галенит, пирит, халькопирит, реже встречается самородный висмут. По периферии зерен галенита и по трещинам в нем развиваются англезит и церуссит. В виде субмикронных зерен в трещинах в галените диагностирован барит.

Для пород, вмещающих золоторудную минерализацию, отмечается ярко выраженное деление по содержанию SiO_2 . Так, наиболее обогащены SiO_2 (более 70 мас. %) околожильные метасоматиты. Для вмещающих гранодиоритов содержание SiO_2 составляет 62–68 мас. % (рис. 1). Метасоматические процессы практически не оказывают влияние на распределение Na_2O , Al_2O_3 и MnO . В ряду гранодиорит – серицитизированный гранодиорит – кварц-альбит-полевошпатовый метасоматит отмечено незначительное снижение содержаний этих оксидов. Метасоматическое преобразование гранодиоритов приводит к выносу MgO и CaO , в то же время происходит накопление K_2O (рис. 1). MgO и CaO выносятся вследствие замещения биотита и роговой обманки, при этом основной объем Ca выносятся при альбитизации и серицитизации плагиоклазов. Накопление K происходит за счет замещения олигоклаза и слюд калиевым полевым шпатом и мусковитом.

По данным анализа распределения элементов-примесей в исходных породах и метасоматитах установлено, что характерной особенностью процесса преобразования является уменьшение количества крупноионных литофильных элементов таких, как Ba и Sr, с возрастанием степени метасоматического изменения пород (табл.). Увеличение содержания Rb может быть связано с общей щелочной направленностью метасоматоза. Для околожильных кварц-серицитовых метасоматитов отмечены высокие концентрации Rb относительно кварц-альбит-полевошпатовых, что связано с изоморфным вхождением элемента в состав слюд. Среди рудных элементов установлено увеличение концентраций Pb в околорудных метасоматитах относительно гранодиоритового субстрата. Содержания платиноидов, Ag и Au во вмещающих породах и околорудных метасоматитах находятся на уровне близком к кларковым значениям. В кварцевых жилах содержания Ag и Au возрастают на несколько порядков. Содержание Au в кварцевых жилах с сульфидной минерализацией достигает 30 г/т. По

Содержания редких и рудных элементов в породах Тургойского массива, г/т

	Ba	Rb	Sr	Pb	Cu	Zn	Ag	Pd	Ir	Pt	Au
**	1306	60.31	1133	12.23	10.35	88.86	—	—	—	—	—
ТРЗ-20	1230	78	1030	16.10	31.10	56.30	0.03	0.021	0.003	0.014	0.02
ТРЗ-9	612	103	447	18.40	24.10	59.50	0.036	0.012	0.003	0.008	0.01
ТРЗ-34	312	37.1	386	12.70	10.00	19.30	0.043	0.011	<0.002	0.004	0.02
ТРЗ-30	475	121	310	35.90	8.59	26.00	0.096	0.007	<0.002	0.003	0.02
ТРЗ-44	—	—	—	—	—	—	—	<0.002	<0.002	<0.002	31.20
ТРЗ-40	—	—	—	—	—	—	—	<0.002	<0.002	<0.002	22.00

Примечание. ** – состав гранодиорита Тургойско-Сыроостанского комплекса по [Ферштатер, 2013]; прочерк – содержание элемента не определялось; <0.002 – содержание элемента ниже предела обнаружения; ТРЗ-20 – биотит-роговообманковый гранодиорит; ТРЗ-9 – серицитизированный гранодиорит; ТРЗ-34 – кварц-альбит-полевошпатовый метасоматит; ТРЗ-30 – кварц-серицитовый метасоматит; ТРЗ-44, ТРЗ-40 – кварцевые жилы с сульфидной минерализацией.

литературным данным в кварцевых жилах Тютевского рудопроявления [Государственная..., 2010] содержание Ag достигает 4 кг/т, в среднем, составляя 800 г/т, содержание Au выдержано – около 6 г/т.

При изучении аншлифов и полированных шлифов, изготовленных из штучных проб кварцевых жил, обогащенных сульфидными минералами, установлено, что Au и Ag сконцентрированы в виде собственных минералов. В золоторудной ассоциации установлено пять минеральных видов: самородное золото $Au_{0.91}Ag_{0.09}$, электрум $Au_{0.62}Ag_{0.38}$, силванит $Au_{1.77}Ag_{0.24}Te_{3.98}$, гессит $Ag_{1.54}Au_{0.47}Te_{0.97}$ и ютенбогаардит $Ag_{3.17}Au_{0.89}S_2$.

Преобладающая часть минералов золота встречена в трещинах и в интерстициальном пространстве между зернами кварца (рис. 2а, б). Самородное золото часто встречается в сростании с гесситом, для минерала характерна примесь Ag до 8.94 мас. %, редко отмечается примесь Hg, не превышающая 0.1 мас. %. Размер наиболее крупных зерен самородного золота не превышает 250 мкм. Электрум также занимает интерстициальное пространство или приурочен к трещинам в кварце. Строение зерен электрума неоднородное, содержание Ag варьирует от 15.23 до 34.11 мас. %. В сростании с электрумом встречено единственное зерно редкого Au-Ag сульфида – ютенбогаардита (рис. 2б). Реже минералы золоторудной ассоциации встречаются в сульфидах (рис. 2в, г). Субмикронные включения самородного золота встречены в псевдоморфозах лимонита по пириту (рис. 2в). Мелкие зерна теллуридов Au и Ag часто приурочены к англезит-церусситовой оболочке зерен галенита.

Составы золота из кварцевых жил Тургойского массива на треугольной диаграмме в координатах Au-Ag-Cu близки к золоту кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (рис. 2д). Аналогичные составы золота с пробностью 870–930 ‰ описаны для Среднемиасской россыпи, располагающейся в непосредственной близости к Тургойскому массиву [Зайков и др., 2017].

Редкометалльная специализация субстрата [Ферштатер, 2013], а также высокие температуры образования Тургойского массива (800–900 °C) [Сначев и др., 2020] способствовали распространению двух типов метасоматитов: высокотемпературные кварц-альбит-полевошпатовые (рудопроявление Флюоритовая жила) [Сначев и др., 2020], концентрируют в себе редкометалльную минерализацию, тогда как более низкотемпературные кварц-серицитовые содержат мощные кварцевые жилы с высокими концентрациями Au и Ag. Таким образом, в гранодиоритах Тургойского массива возможно нахождение золото-серебряных объектов, связанных с кварцевыми жилами в кварц-серицитовых метасоматитах, и редкоче-

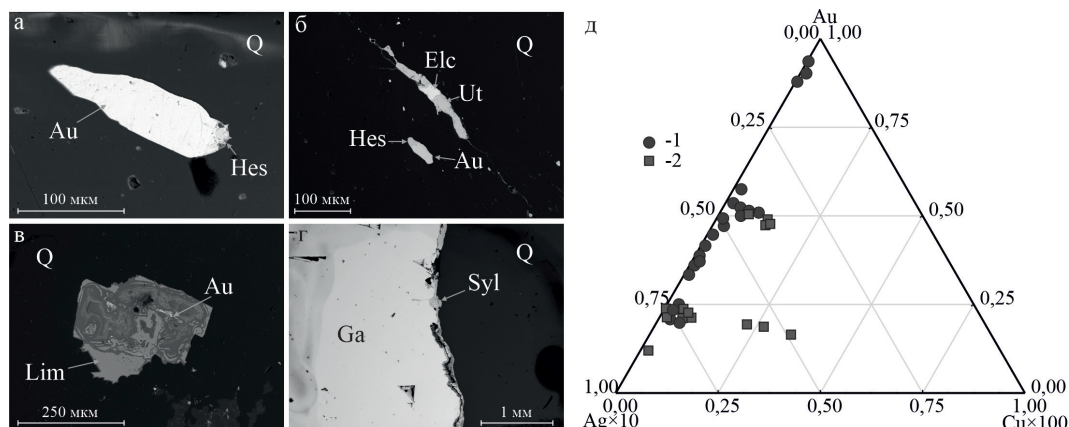


Рис. 2. Золоторудная ассоциация кварцевых жил в Тургоясском массиве: а) самородное золото с гесситом в кварце; б) срастания минералов золота в кварце; в) субмикронное включение золота в псевдоморфозе лимонита по пириту; г) сильвайт в галените; д) составы золота Тургояского рудопроявления (1) и кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (2) [Паламарчук и др., 2019].

Au – самородное золото, Elc – электрум, Ut – ютенбогаардтит, Syl – сильвайт, Hes – гессит; Ga – галенит, Lim – лимонит, Q – кварц.

талльных объектов, сконцентрированных в высокотемпературных щелочных метасоматитах. Au-Ag минерализация кварцевых жил могла служить коренным источником золота для россыпей Миасской долины, а также небольшого Липовского россыпного месторождения золота, расположенного в долине руч. Бобровка.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590032-6.

Литература

Отчет Восточно-Уральского геолого-съемочного отряда о результатах группового геологического доизучения масштаба 1:50000 Миасской площади в Чебаркульском и Уйском районах и на территории г. Миасс Челябинской области и Учалинском районе Башкирской АССР за 1977–1982 гг. / Под ред. В.В. Бабкина. Челябинск: ТФ «Чел. ТФГИ», 1982ф. Т. I. 111 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII (Златоуст). Объяснительная записка. Под редакцией Ю.Р. Беккера. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 366 с.

Дементьев В.С., Зазуляк И.А. Миасский золото промышленный район в XVIII–XIX вв. // История Миасского золота. Краеведческий сборник № 1. Миасс: Геотур, 1997. С. 14–20.

Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. Состав золота и характер его изменения в процессах образования россыпей Среднего и Северного Урала, связанных с различными источниками нескольких генетических типов // Новое в познании процессов рудообразования. IX Рос. молодеж. научно-практ. школа с междунар. участием. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 293–296.

Сначев А.В., Сначев В.И., Романовская М.А. Геология, условия образования и рудоносность Тургояского гранитного массива и углеродистых отложений западного его обрамления (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2020. № 1. С. 12–20.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Типы хромит-платиновых агрегатов коренных месторождений в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях

Одной из уникальных особенностей россыпных месторождений платины, связанных с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами Платиноносного пояса Урала, является широкое распространение в ложковых и делювиальных россыпях крупных самородков платины. Самый крупный самородок, обнаруженный в россыпи р. Большая Простокышенка, весил 7.86 кг, а один из самых крупных самородков, обнаруженных в россыпях, связанных с Нижнетагильским массивом, – 9.63 кг [Высоцкий, 1913]. В россыпях, связанных с эрозией пород массива Кондер, вес самого большого самородка платины составлял 3.5 кг [Сушкин, 1995]. Россыпные месторождения, связанные с массивами Инагли (Якутия) и Гальмознан (Корякия), характеризуются относительно небольшими самородками, хотя здесь обнаружено значительное количество самородков платины весом до 150 г [Округин, 2011]. Таким образом, распространение крупных самородков характерно для всех россыпей, связанных с разрушением зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урало-Аляскинского типа.

В коренных рудах максимальный вес скопления минералов платиновой группы (МПГ) достигал 427 г. Этот самородок платины обнаружен в ходе геологоразведочных работ на рудную платину на Нижнетагильском массиве [Заварицкий, 1928]. Крупные скопления МПГ выявлены в хромититах Вересовоборского массива в ходе проведения геологоразведочных работ [Трушин и др., 2017]. Столь существенная разница в весе самородков в коренном залегании и россыпях, скорее всего, связана с отсутствием систематической добычи коренных платиновых руд.

Сложность исследования крупных обособлений МПГ состоит в отсутствии возможности изготавливать из них минераграфические и другие специальные препараты для изучения структурно-вещественных особенностей, но особенности сростания этих минералов можно изучить и проанализировать в микромасштабе. Изученные нами препараты представляли собой полированные шлифы и аншлифы, изготовленные из хромит-платиновых агрегатов размером в несколько миллиметров из россыпей и коренных хромититов. Для изучения препаратов использованы СЭМ в сочетании с рентгеноспектральным микроанализом, а также дифракция обратно-рассеянных электронов с помощью СЭМ Hitachi S-3400N с детектором дифракции обратно-рассеянных электронов Oxford NordLys Nano и ЭДС Oxford X-Max 20 (ресурсный центр «Геомодель» НП СПбГУ). В результате выявлены особенности химического состава минералов, составляющих хромит-платиновые агрегаты, а также охарактеризована их структура. Дополнительно изучены платиноносные хромититы из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов с целью широкого охвата всех возможных пространственно-временных взаимоотношений МПГ и хромшпинелидов.

Всю совокупность взаимоотношений МПГ и хромшпинелидов можно подразделить на следующие группы: включения железо-платиновых интерметаллидов в кристаллах хромшпинелида, сростания МПГ с хромшпинелидами при подчиненном количестве железо-платиновых интерметаллидов, скопления МПГ при подчиненном количестве хромшпинелида (10–25 %), агрегаты железо-платиновых минералов с редкими включениями кристаллов хромшпинелида.

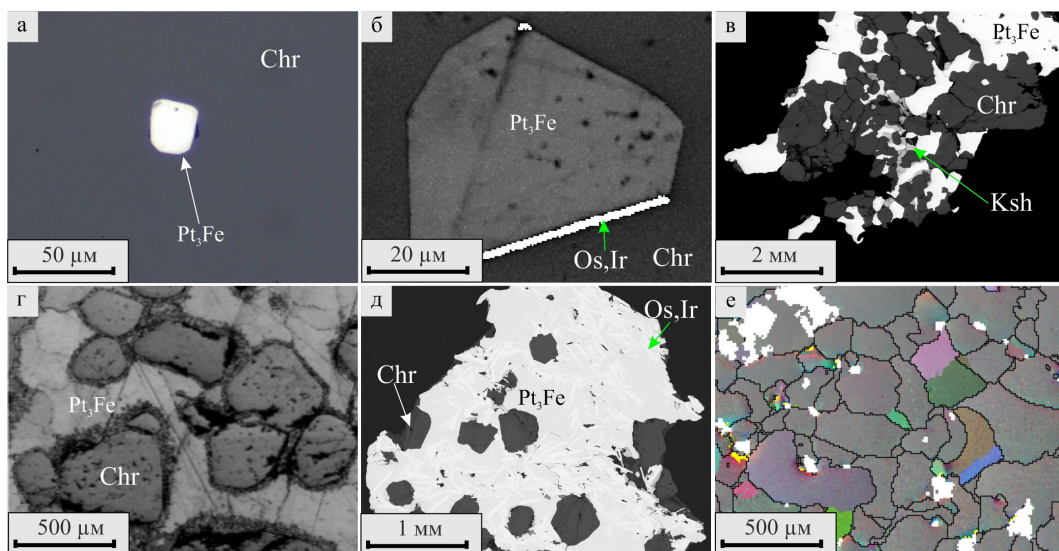


Рис. Примеры строения хромит-платиновых агрегатов из коренных минерализованных зон и россыпей Платиноносного пояса Урала.

Фото в отраженном свете (а) и в режиме отраженных электронов (в, д). Карты контраста полос (б, г) с использованием метода дифракции обратно-рассеянных электронов. Карта внутризеренных разориентировок (е). Места обора проб: а) хромититы Иовского массива, б) хромититы Нижнетагильского массива, в) ложковые россыпи Светлоборского массива, г) россыпь р. Протокишенка (Вересовоборский массив), д) россыпи, связанные с Сосновским массивом, е) элювиальные россыпи Светлоборского массива. Chr – хромшпинелид, Pt₃Fe – изоферроплатина, Ksh – кашинит, Os, Ir – самородный осмий.

Включения МПГ в хромшпинелидах. В коренных минерализованных зонах дунитовых массивов включения МПГ в других минералах будут составлять не более 5 % от всего объема МПГ. В хромшпинелидах обнаружены включения Pt-Fe и Os-Ir интерметаллиды (рис. а). Иридий или самородный осмий обычно обнаруживаются в виде хорошо ограненных идиоморфных пластинчатых кристаллов. Pt-Fe интерметаллиды часто выполняют в хромшпинелидах полости в виде отрицательных кристаллов (рис. б). Средний размер зерен хромшпинелидов в рудах составляет 0.2 мм, а средний размер включений Pt-Fe интерметаллидов – 70–80 мкм. Обычно весь объем включения выполнен одним индивидом.

Срастания железо-платиновых минералов с хромшпинелидами распространены довольно широко. В виде таких срастаний сконцентрирован основной объем МПГ в хромититах и минерализованных зонах в дунитах зональных массивов Урала, составляя 70–85 % от общего объема МПГ. Срастания этого типа образуют основной объем шлиховой платины в россыпях. В количественном соотношении хромшпинелид обычно незначительно преобладает над МПГ в срастаниях (рис. в). В них индивиды изоферроплатины или железистой платины сопоставимы по размерам с хромшпинелидом (рис. г). Pt-Fe минералы и хромшпинелид срастаются, преимущественно, с образованием поверхностей совместного роста. Редко встречается железистая платина или изоферроплатина с проявлением собственного кристаллографического ограничения.

Скопления МПГ при подчиненном количестве хромшпинелида. Такие агрегаты распространены ограниченно, но вследствие относительно крупного размера на них приходится 10–20 % от общего объема МПГ в минерализованных зонах и хромититах. В этом типе агрегатов железо-платиновые минералы преобладают над хромшпинелидом (рис. д), который

равномерно распределен по всему объему хромит-платинового сростка в виде единичных кристаллов. Использование дифракции обратно-рассеянных электронов позволило определить, что изоферроплатина или железистая платина слагает изометричные зерна, по размеру сопоставимые с кристаллами хромшпинелида. Характер границ между зернами Pt-Fe минералов указывает на их срастание с образованием компромиссной поверхности совместного роста. Наблюдения в объеме границ между кристаллами хромшпинелида и МПГ в агрегатах из россыпей выявили индукционные поверхности между индивидами этих минералов. Относительно редко в Pt-Fe матрице содержатся кристаллы хромшпинелида, в которых наблюдаются включения изоферроплатины или железистой платины, представляющие собой отрицательные кристаллы, выполненные одним индивидом.

Железо-платиновые минералы с редкими включениями кристаллов хромшпинелида редки. Такие агрегаты в коренном залегании не описаны. В россыпях редко встречаются крупные скопления Pt-Fe минералов весом в несколько десятков граммов, содержащие не более 5 % включений хромшпинелида [Высоцкий, 1913]. Pt-Fe агрегат обычно обладает равномерно-зернистой структурой (рис. е). Отдельные индивиды изоферроплатины или железистой платины характеризуются изометричным обликом. Характер границ между отдельными зернами Pt-Fe минералов позволяет сделать предположение об их срастании с образованием поверхностей совместного роста.

Описанные четыре варианта сонахождения Pt-Fe минералов и хромшпинелидов характерны практически для всех хромит-платиновых рудных минерализованных зон в дунитах зональных массивов, а также в россыпях, связанных с их разрушением. При этом в результате определения плотности самородков из россыпей массива Инагли установлено, что количество включений хромшпинелида в них колеблется от 20 до 70 об. % [Округин, 2011]. Изучение минераграфических препаратов, изготовленных из хромит-платиновых сегрегаций из коренных руд и россыпей Нижнетагильского, Вересовоборского, Гальмознанского и Кондерского массивов, подтверждают эту закономерность.

Широкая вариация строения хромит-платиновых агрегатов от единичных включений Pt-Fe интерметаллидов в хромшпинелиде до практически мономинеральных агрегатов железо-платиновых минералов косвенно указывает на формирование хромшпинелида и МПГ в рамках единого процесса, что согласуется с ранее полученными результатами [Козлов и др., 2019]. Выявленные структурные особенности хромит-платиновых агрегатов позволяют сделать предположение о кристаллизации минералов в этих срастаниях из эвтектических жидкостей (расплавов). Аналогичное предположение сделано при изучении морфологических особенностей индивидов МПГ из россыпей Южного Урала [Зайков и др., 2017]. Особенности ассоциации изоферроплатины или железистой платины и хромшпинелидов в хромит-платиновых минерализованных зонах клинопироксенит-дунитовых массивов Урала подтверждают генетическую модель формирования крупных агрегатов железо-платиновых минералов из не силикатных расплавов, предложенную А.В. Округиным [2011].

Проведенные исследования с использованием дифракции обратно рассеянных электронов позволили выявить структурные особенности хромит-платиновых агрегатов, которые по размерам соответствуют самородкам. Анализ характера взаимоотношений минералов платиновой группы, прежде всего Pt-Fe интерметаллидов, и хромшпинелидов позволил прийти к заключению об определяющей роли магматических процессов в формировании хромит-платиновых агрегатов. Этот вывод согласуется с результатами ранее проведенных исследований хромит-платинового оруденения и условий формирования ультраосновных пород в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах, находящихся в структурах как складчатых [Johan, 2002; Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2020], так и платформенных областей [Округин, 2004; Симонов и др., 2017].

Литература

- Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб., 1913. 692 с.
- Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.
- Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А.* Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала // Минералогия. 2017. Т. 3. № 4. С. 51–56.
- Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М.* Онтогенические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 2. С. 115–130.
- Округин А.В.* Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63–75.
- Округин А.В.* Образование крупных самородков платины в хромитовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование. 2011. № 3. С. 16–20.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В.* Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 70–93.
- Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А.* Морфология, состав и онтогения минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 60–83.
- Сушкин Л.Б.* Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеанская геология. 1995. № 5. С. 97–102.
- Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П.* Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.
- Трушин С.И., Осецкий А.И., Черепанов А.В., Корнеев А.В.* Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра // Разведка и охрана недр. 2017. № 2. С. 40–42.
- Johan Z.* Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum. 2002. P. 669–719.

Р.С. Паламарчук¹, С.Ю. Степанов¹, Д.А. Варламов²

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
palamarchuk22@yandex.ru*

² – Институт экспериментальной минералогии, г. Черноголовка

Ассоциации минералов платиновой группы зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала

Уральский Платиноносный пояс включает в себя ряд зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, протянувшихся цепочкой вдоль Главного Уральского разлома [Иванов, 1997]. Они характеризуются присутствием платиноидной минерализации, чаще всего сопряженной с хромитовым оруденением. Масштабы развития коренного оруденения различны, однако абсолютно с каждым клинопироксенит-дунитовым массивом связаны платиновые россыпи, некоторые из которых не имеют аналогов в мире по объему извлеченных минералов платиновой группы (МПГ).

Массивы относятся к двум комплексам – качканарскому и конжаковскому [Петров и др., 2006; Государственная..., 2010]. Породы качканарского комплекса слагают все массивы Среднего Урала – Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский, особенности ассоциаций МПГ которых рассмотрены в работах [Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2018; Stepanov et al., 2019], а также дунитовый массив Желтая Сопка на Северном Урале [Кузьмин и др., 2019].

Группа массивов Конжаковского тектонического блока (Сосновское, Юдинское и Иовское дунитовые тела) на Северном Урале сложена породами одноименного дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Коренная платиновая минерализация Иовского дунитового тела была описана нами ранее [Palamarchuk et al., 2017]. Для Сосновского клинопироксенит-дунитового массива охарактеризована ассоциация МПГ россыпи р. Сосновка [Паламарчук и др., 2019], для которой Сосновский массив является коренным источником, а единичные анализы МПГ из Юдинского дунитового тела приводятся в работе [Garuti et al., 2002]. Несмотря на обширное и всестороннее изучение Уральского Платиноносного пояса, в данной работе впервые приводится сравнительная характеристика ассоциаций МПГ из клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала. Полученные результаты сопоставлены с особенностями ассоциаций МПГ клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

В массивах Северного Урала масштабы проявления хромит-платинового оруденения отличаются. Так, в Иовском дунитовом теле встречаются жилы массивных хромититов мощностью до 30 см и содержанием Pt, не превышающим 1.5 г/т (по некоторым данным до 34.5 г/т [Государственная..., 2010]), в то время как в массиве Желтая Сопка встречаются редкие обособления прожилково-вкрапленного хромитита с содержанием платиноидов до 12 г/т [Петров и др., 2006]. В Юдинском теле хромититы широко распространены. Содержание платиноидов в них достигало 58 г/т [Государственная..., 2010]. Сосновское дунитовое тело наиболее плохо обнажено, поэтому оценить истинные масштабы проявления хромит-платинового оруденения в его пределах пока не представляется возможным.

Для изучения МПГ отобраны пробы прожилково-вкрапленных и массивных хромититов из всех вышеперечисленных массивов Северного Урала. Эти пробы раздроблены и обогащены с применением гравитационных методов. Морфологические особенности, а также состав МПГ исследован с помощью методов растровой электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализатора CamScan MV2300 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) с ЭД спектрометром INCA Energy 450.

Для ассоциаций МПГ из всех клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала характерно преобладание изоферроплатины (Pt_3Fe) среди Pt-Fe интерметаллидов. В подчиненном количестве встречаются Pt-Fe интерметаллиды с составом железистой платины (Pt_2Fe). Во всех рассматриваемых ассоциациях отмечаются минералы с почти всеми возможными промежуточными составами между изоферроплатиной и железистой платиной (рис. 1а–в). В россыпи р. Сосновка впервые для Уральского Платиноносного пояса установлена самородная платина [Паламарчук и др., 2019].

Значительное количество зерен первичных Pt-Fe интерметаллидов замещены минералами вторичной ассоциации ряда тетраферроплатина – туламинит – ферроникельплатина. В ассоциациях МПГ вторичной ассоциации массива Желтая Сопка, а также Юдинского и Иовского дунитовых тел наиболее распространены туламинит и минерал с промежуточным составом между тетраферроплатиной и ферроникельплатиной (рис. 1г, е). Редко встречаются единичные анализы тетраферроплатины (для Иовского дунитового тела). Минералы из россыпи р. Сосновка отличаются от ассоциаций других массивов Северного Урала незначительными примесями Ni в ряду тетраферроплатина – туламинит.

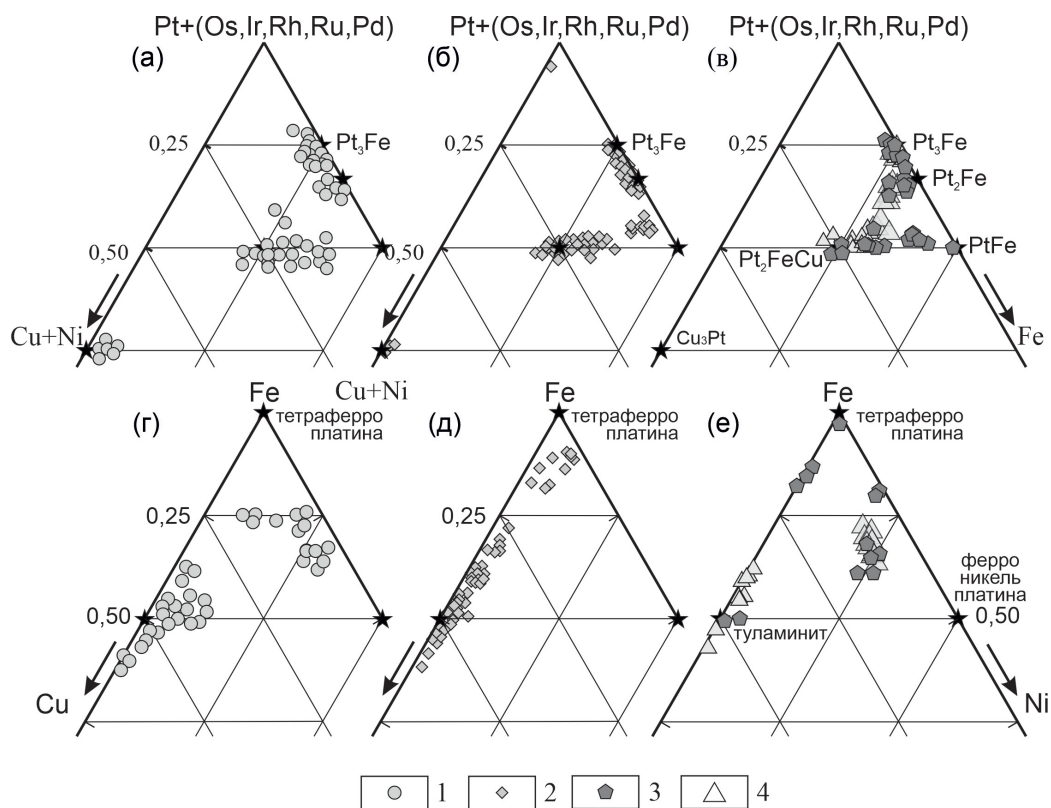


Рис. 1. Составы Pt-Fe интерметаллидов (а-в) и минералов ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина (г-е) из клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала.

1 – хромититы массива Желтая Сопка; 2 – ассоциация россыпи р. Сосновка, Сосновский массив; 3 – хромититы Иовского дунитового тела; 4 – хромититы Юдинского дунитового тела (данные авторов и [Garuti et al., 2002]).

В качестве включений в Pt-Fe минералах часто встречаются Os-Ir-(Ru) интерметаллиды. Обычно это редкие пинакоидальные пластинки осмия и изометричные обособления иридия, однако в зернах платиноидов из россыпи р. Сосновка Os-Ir-(Ru) минералы широко распространены. Здесь обнаружены агрегаты, в которых иридий составляет до 50 % от объема зерна, а также один самостоятельный агрегат самородного иридия размером 0.8 мм с мелкой вкрапленностью железистой платины [Паламарчук и др., 2019]. Ассоциация МПГ массива Желтая Сопка отличается находками минералов состава Ir-Fe-Ni (чендеит Ir_3Fe и другие минералы), обнаруженных впервые в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Уральского Платиноносного пояса.

Кроме Os-Ir-(Ru) интерметаллидов в качестве включений встречаются сульфиды ЭПГ ряда лаурит-эрликманит, реже кашинит-баунит, образующие зональные зерна, часто обладающие идиоморфными очертаниями. Составы этих минералов меняются в широких диапазонах.

В каймах вторичных Pt-Fe интерметаллидов иногда встречаются минералы поздней наложенной ассоциации, такие как ирарсит, феродсит, Cu_3Pt , RhSb, а также меркуриды ЭПГ разнообразного состава и оксидные соединения ЭПГ с преобладанием иридия. Перечисленные минералы характерны для ассоциации массива Желтая Сопка, в то время как в ассоциациях других массивов они почти не встречаются (за исключением гексаферрума, обнаруженного в зернах МПГ из россыпи р. Сосновка).



Рис. 2. Составы Os-Ir-Ru сплавов из хромититов массива Желтая Сопка (1), россыпи р. Сосновка, Сосновское дунитовое тело (2), хромититов Ивовского (3) и Юдинского (4) дунитовых тел.

Результаты сравнительного анализа позволяют сделать вывод, что по ассоциации первичных МПГ между собой близки хромититы массива Желтая Сопка, а также хромититы Юдинского и Ивовского дунитовых тел. Значительное количество минералов с составом промежуточным между изоферроплатиной и железистой платиной делает эти ассоциации похожими на ранее описанную ассоциацию россыпи р. Вересовка Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018]. Ассоциация МПГ Сосновского дунитового тела хоть и схожа количественным взаимоотношением Pt-Fe интерметаллидов с ассоциациями МПГ из других массивов Северного Урала, но отличается большим количеством включений Os-Ir-(Ru) интерметаллидов и находками самостоятельных зерен иридия, что сближает ассоциацию МПГ Сосновского массива со Светлоборским массивом.

Наиболее близкими ассоциациями вторичных Pt-Fe интерметаллидов характеризуются Юдинское, Ивовское дунитовые тела и массив Желтая Сопка. Относительно широкое распространение вторичных Ni-содержащих минералов сближает ассоциации МПГ этих объектов с Нижнетагильским массивом. Соединения с Hg, Sb и As, обнаруженные в ассоциации массива Желтая Сопка, не характерные для ассоциации МПГ из мафит-ультрамафитовых массивов, распространены только в рудах Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018].

Несмотря на выделение двух различных комплексов (качканарского и конжаковского) для клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского Платиноносного пояса, их минеральные ассоциации МПГ обладают рядом ключевых черт сходства, таких как преобладание Pt-Fe интерметаллидов, подчиненное значение Os-Ir-(Ru) интерметаллидов, встречающихся, в основном, в качестве включений, относительно редкие зерна сульфидов, арсенидов ЭПГ и других более сложных соединений. При этом почти для каждого отдельного массива отмечаются индивидуальные особенности МПГ как первичной (количественное взаимоотношение Pt-Fe интерметаллидов, количество Os-Ir-Ru включений, присутствие самородного иридия, количество сульфидов ЭПГ и др.), так и вторичной (количественное взаимоотношение, примеси Ni и др.) ассоциаций. Несмотря на последние отличия, разделение клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного Пояса Урала на два различных разновременных комплекса с точки зрения состава ассоциаций МПГ неоправданно и является результатом различных взглядов авторов государственных геологических карт на генезис клинопироксенит-дунитовых массивов, а не отличием массивов Конжаковского тектонического блока от общей структуры Уральского Платиноносного пояса.

Отличия в первичной ассоциации МПГ могут быть объяснены разным уровнем эрозивного среза массивов. На примере Светлоборского массива и связанных с ним россыпей показано, что вертикальная зональность в коренном платиновом оруденении играет второсте-

пенную роль с точки зрения изменения составов ассоциации МПГ [Stepanov et al., 2019], а отличия в особенностях первичных ассоциаций МПГ, скорее всего, связаны с первоначальными особенностями субстрата, из которого сформировались клинопироксенит-дунитовые массивы. Отличие ассоциаций вторичных МПГ, скорее всего, связано с наложенными процессами, такими как региональный метаморфизм и внедрение в непосредственной близости от клинопироксенит-дунитовых массивов более поздних интрузивов. Последнее требует отдельных самостоятельных исследований.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда, проект № 20-77-00073.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. Под ред. В.В. Шалагинова. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.

Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Калугин В.М. Платиновая минерализация в дунитах массива Желтая сопка, Северный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО Форт-Диалог-Исеть, 2019. С. 225–228.

Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Степанов С.Ю. Минералы платиновой группы из россыпи р. Сосновка, Сосновский клинопироксенит-дунитовый массив, Северный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО Форт-Диалог-Исеть, 2019. С. 217–220.

Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Изд. 2. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). 2006.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Козлов А.В., Ханин Д.А., Антонов А.В. Минералы платиновой группы из делювиальной россыпи реки Вересовка, Вересовоборский клинопироксенит-дунитовый массив (Средний Урал) // Записки РМО. 2018. Т. 147. № 5. С. 40–60.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 775–793.

Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian–Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 357–376.

Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Khanin D.A., Antonov A.V. PGE Mineralization of massive chromitites of the Iov dunite body (Northern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2017. Vol. 72. № 6. P. 68–76.

Stepanov S.Y., Palamarchuk R.S., Antonova A.V., Kozlov A.V., Varlamov D.A., Khanin D.A., Zolotarev Jr. A.A. Morphology, composition, and ontogenesis of platinum-group minerals in chromitites of zoned clinopyroxenite-dunite massifs of the Middle Urals // Russian Geology and Geophysics. 2019. Vol. 61. № 1. P. 47–67.

А.Ш. Хусаинова^{1,2}, С.Б. Бортникова², Ю.А. Калинин¹, Е.Д. Греку¹

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, khusainova@igm.nsc.ru

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж)

Цель работы заключается в изучении типоморфных характеристик самородного золота и его распределения в разрезе техногенно-минеральных образований (ТМО) хвостохранилища Талмовские Пески, г. Салаир (Кемеровская обл.). Техногенные отложения состоят из пере-

работанных Au-Ag-содержащих барит-полиметаллических руд месторождений Салаирского рудного поля, которые обрабатывались методами гравитации, цианирования и флотации. В начале эксплуатации месторождений (30-е гг. 20 в.) разрабатывались верхние, наиболее богатые части рудных тел из зоны окисления, а позже собственно полиметаллические руды.

Месторождения Салаирского рудного поля расположены в известняках гавриловской свиты нижнекембрийского возраста и сложены порфирами риолит-дацитового состава, туфами, туффитами, андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами. Рудные тела приурочены к нижнекембрийским субвулканическим кварц-плагиоклазовым порфирам печеркинской свиты. Геологическое строение поля и минералогия рудных тел детально изучены и описаны [Лабазин, 1940; Зеркалов, 1962; Лапухов, 1975; Дистанов, 1977]. Рудные тела относятся к гидротермально-метасоматическим образованиям сливных и прожилково-вкрапленных руд. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами (теннантит). К редким минералам рудных тел, обнаруженных в кварц-карбонатных штокверках, пересекающих барит-полиметаллические тела, относятся сульфосоли (пирсеит, полибазит), теллуриды Ag, Au и Pb (гессит, петцит, эмпрессит, алтаит), самородное золото и серебро [Бортникова, 1989]. Жильные минералы – кварц, барит, кальцит, серицит и хлорит.

Для месторождений Салаирского рудного поля установлено два типа золотоносности. Первый – в собственно полиметаллических рудах, где самородное золото размером 0.01–0.05 мм встречается в виде кристаллических, реже неправильных форм. Самородное золото содержит до 40.5 мас. % Ag и до 0.16 мас. % Cu, его пробность составляет 595–822 ‰. Второй тип – золотые руды в кварц-карбонатных штокверках. Здесь встречается самородное золото разных морфологических форм от тонкодисперсного до весьма крупного (0.001–5 мм). По химическому составу самородное золото средне- и высокопробное (875–949 ‰) с примесями Ag (до 12.5 мас. %), Cu (до 0.21 мас. %) и Hg (до 0.54 мас. %) [Бортникова, 1989].

В настоящее время хвостохранилище Талмовские Пески представляет собой узкую (до 30 м) ленту «песков» протяженностью около 8 км, в непосредственной близости от которых протекает р. Малая Талмовая. Мощность техногенных отложений не превышает 3 м.

Хвостохранилище было вскрыто двумя шурфами, выкопанными на всю глубину до подстилающих почв. По стенкам шурфов описана зональность и опробованы все визуально отличающиеся слои. Микроэлементный состав в твердом веществе и водных вытяжках определен методом ИСП МС на приборе Agilent 8800 (Agilent Technologies, США) (Томск). Типоморфные характеристики самородного золота изучены для зерен, извлеченных из пробы весом 15 кг, промытой с помощью лотка в лабораторных условиях. Микроскульптуры поверхностей самородного золота определены с помощью СЭМ JSM-6510LV (Jeol Ltd) с системой микроанализа AZTEC Energy XMax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis) и системой регистрации катодолюминесценции Chroma CL2UV (Gatan Ltd) (Tescan, Чехия) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ) (аналитик М.В. Хлестов) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Распределение содержаний Au и Ag по разрезам шурфов представлено на рисунке 1. Из графиков видно, что в разрезе хвостохранилища на глубине 60–80 см выделяется железистый горизонт с повышенным содержанием Au и Ag: 5.32 и 53.7 г/т, соответственно. Для данного горизонта также характерны максимальные значения концентрации Au и Ag в водных вытяжках: 0.0068 и 7.5 мкг/л, соответственно. Количество Au и Ag в растворенной форме определяется процессами растворения/переотложения золото- и серебросодержащих минералов и агрессивностью поровых растворов.

Выделенное из пробы самородное золото представлено тонкими и мелкими классами (менее 0.1 мм) красноватого (вишневого) и ярко-желтого, золотистого цвета. По морфоло-

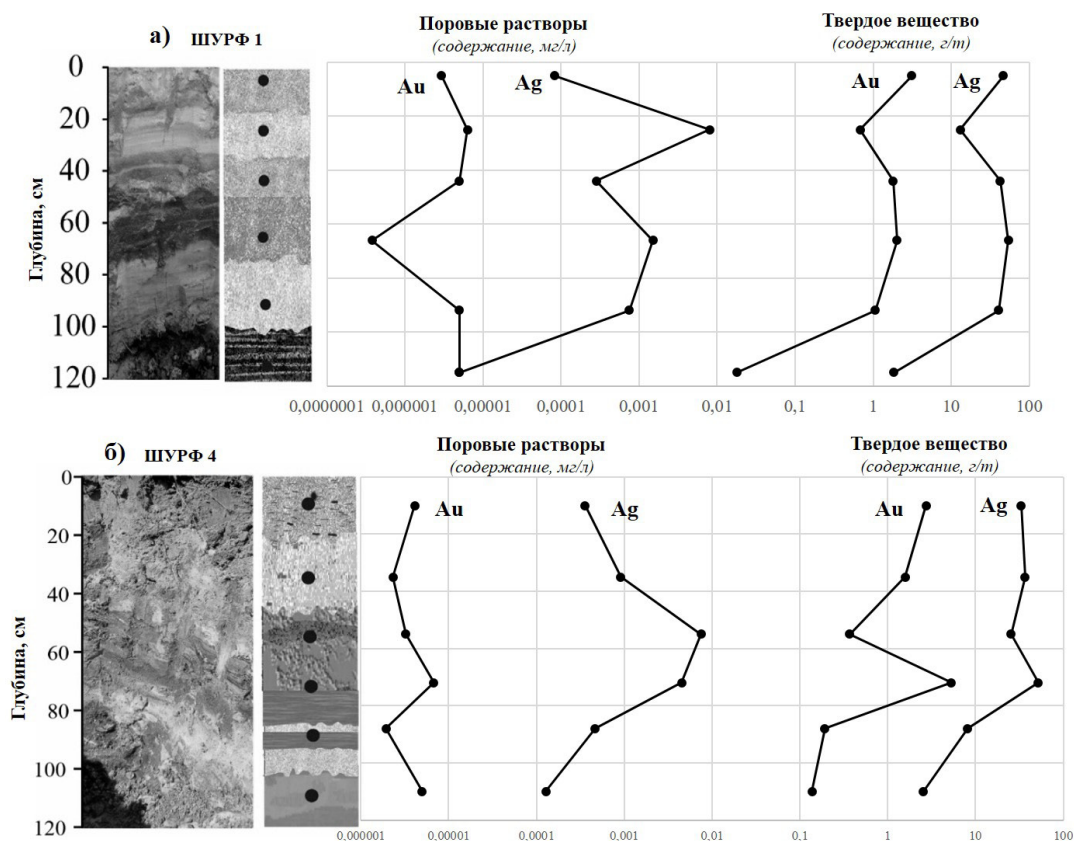


Рис. 1. Распределение Au и Ag в твердом веществе и поровых растворах шурфов 1 (а) и 4 (б).

гии выделяются уплощенные и массивные золотины изометричных и удлиненных форм, изометричные кристаллы и их сростки (рис. 2). Края частиц неровные, рваные, загнутые; для частиц кристаллического облика – вершины граней притуплены. Также в пробе обнаружены уплощенные пластинчатые частицы самородного серебра (рис. 2е), напоминающие плоские дендриты, состоящие из множества мелких микронных частиц.

Поверхность зерен самородного золота сильно преобразована. Наблюдаются как скульптуры роста, так и растворения. Первые представлены в виде нано- и микронаростов вытянутых (червеобразных), изометричных форм, часто в виде «нашлепков» на поверхности зерен золота. Скульптуры растворения встречаются в виде «желобков» и ямок на поверхности частиц. Также на зернах золота наблюдаются отпечатки вмещающих минералов и борозды скопления.

В углублениях и неровностях поверхностей частиц золота присутствуют сростки барита и кварца. Зерна золота частично или полностью покрыты пленками многокомпонентного состава, в которых преобладает Fe (до 25.3 мас. %), Pb (до 23.3 мас. %), S (до 11.7 мас. %), Zn (до 17.6 мас. %), O (до 46.0 мас. %), меньше Al (до 12.6 мас. %) и P (до 4.9 мас. %).

Внутреннее строение зерен золота однородное, без зональности. Зерна чаще представлены агрегатами из двух и более частиц. Среди включений отмечен кварц. По химическому составу преобладает самородное золото от весьма низкопробного (электрум) до высокопробного (450–950 ‰) с преобладанием золота низкой пробности (450–700 ‰).

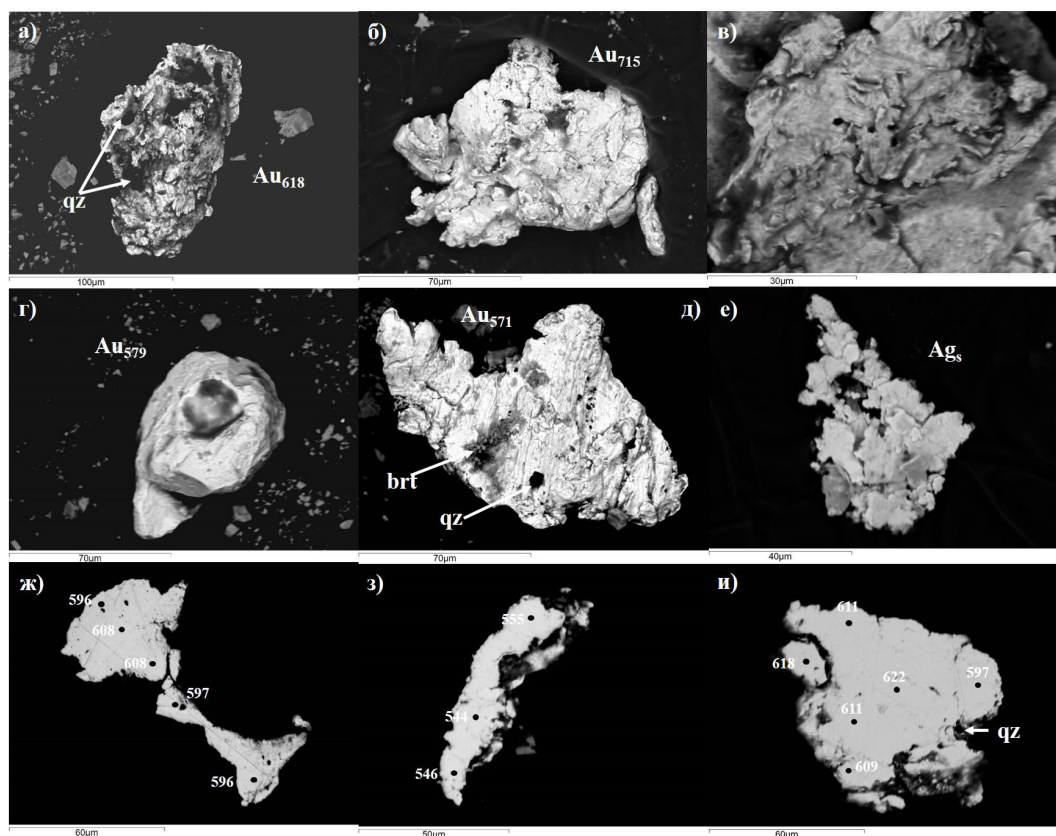


Рис. 2. Морфология и внутреннее строение золота из ТМО Талмовские Пески: а) удлинённая частица уплощённого облика со сростками кварца (qz); б) частица «агрегатного» строения; в) микронаросты золота на поверхности зерна; г) изометричная частица кристаллического облика; д) уплощённая частица вытянутой формы с бороздами скольжения на поверхности и сростками барита (brt) и кварца (qz); е) уплощённая частица самородного серебра; ж–и) внутреннее строение зерен золота. BSE фото.

Таким образом, обнаруженное в ТМО хвостохранилищах Талмовские Пески самородное золото можно отнести к остаточному, а самородное серебро – к новообразованному. За более чем 80 лет существования хвостохранилища переработанные руды и самородное золото в них активно подвергались гипергенным преобразованиям, что способствовало формированию горизонта вторичного золотого обогащения в основании хвостохранилища. За этот срок самородное золото существенно укрупнилось, как за счет механического слипания частиц, так и химического осаждения новообразованного самородного золота. Присутствие скульптур растворения на его поверхности подтверждает роль поровых растворов в процессах растворения/пересадения золота. Источниками Au и Ag в ТМО являются первичные сульфиды (пирит, халькопирит, галенит) и сульфосоли.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РНФ (грант № 19-17-00134).

Литература

Бортникова С.Б. Геолого-геохимические особенности золотого оруденения в полиметаллических полях северо-восточного Салаира. Дис. к.г.-м.н. Новосибирск, 1989. 206 с.

Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

Зеркалов В.И. Минералогия и геология колчеданных медно-свинцово-цинковых месторождений северо-восточного Салаира. Автореф. дис. к.г.-м.н. Томск, 1962. 20 с.

Лабазин Г.С. Структурно-морфологические особенности полиметаллических месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения // Цветные металлы. 1940. № 3. С. 14–20.

Латухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

А.Н. Юричев

Томский государственный университет, г. Томск

juratur@sibmail.com

Акцессорная благороднометалльная минерализация в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян)

Метаморфические ультрамафиты Куртушибинского офиолитового пояса распространены среди метаморфизованных венд-кембрийских осадочно-вулканогенных отложений в северо-восточной части Западного Саяна [Соболев, Добрецов, 1977]. Их массивы наблюдаются в виде многочисленных тектонических блоков и пластин, окруженных серпентинитовым меланжем, и имеют цепочечное расположение в ЮЗ-СВ направлении. Объектом настоящего исследования является слабоизученный Кызыр-Бурлюкский ультрамафитовый массив, расположенный в юго-западной оконечности Куртушибинского офиолитового пояса, который в отличие от других массивов пояса не содержит хромитового оруденения (рис. 1) [Кривенко и др., 2002; Юричев, Чернышов, 2019]. До настоящего времени ничего не было известно и об акцессорной благороднометалльной минерализации массива.

При изучении вещественного состава рудной акцессорной минерализации в аншлифах, изготовленных из образцов дунитов и их серпентинизированных разновидностей Кызыр-Бурлюкского массива, впервые диагностированы микроскопические включения минералов платиновой группы (МПГ). В работе приводится химическая типизация выявленных минералов и делается предположение о механизме их образования.

Кызыр-Бурлюкский массив расположен на западном склоне хребта Эргак-Таргак-Тайга, слагаая водораздел рр. Пряха-Кызыр-Бурлюк, правых притоков р. Амыл. Он имеет удлиненную форму, ориентирован в северо-западном направлении с крутым погружением в северо-восточном направлении (рис. 1). Массив сложен дунитами свежего облика и редкими жильными телами ортопироксенитов. Дуниты прорываются многочисленными мелкими субизометричными интрузивными телами и дайками габброидов [Чернышов и др., 2020]. В экзоконтактовых зонах последних постоянно обнаруживаются породы верлит-клинопироксеновой ассоциации, очевидно, являющиеся реакционно-метасоматическими образованиями, возникшими в результате воздействия высокотемпературных основных расплавов на консолидированные дуниты. В эндоконтактовых частях массива и вдоль разломов отмечается интенсивная серпентинизация (антигоритизация).

Акцессорная благороднометалльная минерализация диагностирована только в дунитах и аподунитовых серпентинитах массива. МПГ отмечаются в виде единичных гипидиоморфных, неправильных микроскопических выделений (0.5–3.0 мкм), главным образом, внутри магнетита, значительно реже – в зернах аваруита. По химическому составу среди них уста-

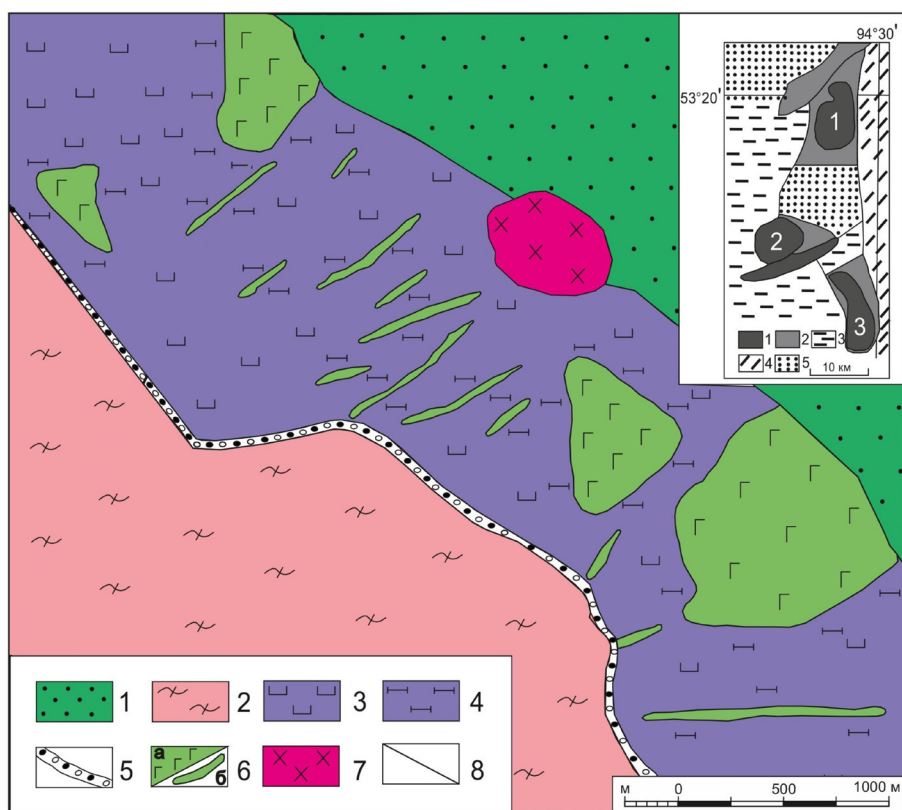


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кызыр-Бурлюковского массива (составлена С.В. Лодыгиным при проведении поисковых работ на хромиты в 2008–2011 гг.).

1 – осадочные отложения; 2 – сланцы по основным вулканитам; 3 – дуниты; 4 – верлиты; 5 – меланж; 6 – габбро: а) штоки, б) дайки; 7 – диориты; 8 – геологические границы.

Врезка – схема строения Куртушибинского офиолитового пояса Западного Саяна [Кривенко и др., 2002]: 1 – ультрамафитовые массивы: 1 – Эргакский, 2 – Калининский, 3 – Кызыр-Бурлюковский; 2 – вулканогенно-осадочные толщи: metabазальты, плагиоориолиты, сланцы кремнистые, углистые, глаукофановые; 3, 4 – каледонские складчатые системы: 3 – Западно-Саянская, 4 – Хемчикско-Систигхемская; 5 – среднепалеозойские впадины.

новлены самородная платина, потарит (PdHg), незаванная фаза состава $(\text{Pd,Ni})(\text{Hg,S})$. Также выявлены минералы Ag – луанхент (Ag_3Hg) и незаванная фаза состава (Cu,Ag,Hg) .

Химический состав минералов проанализирован на СЭМ Tescan Mira 3 LMU с ЭДС UltimMax100 (Oxford Instruments) и Tescan Vega II LMU с ЭДС (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и ВДС INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ, текущем токе 15 нА и времени набора спектра 120 с. Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Pt, Pd, Au, Ag, Ni, Cu были применены чистые металлы, для S – пирит, для Hg – HgTe. Использованы аналитические линии: L_{α} для Pt, Pd, Au, Ag; K_{α} для S, Ni, Cu; M_{α} для Hg.

Самородная платина отмечается в виде мелких (2–3 мкм) зерен исключительно внутри выделений магнетита (рис. 2а). В ее химическом составе установлены примеси Cu и Ni (до 9 и 3 мас. %, соответственно) (табл.).

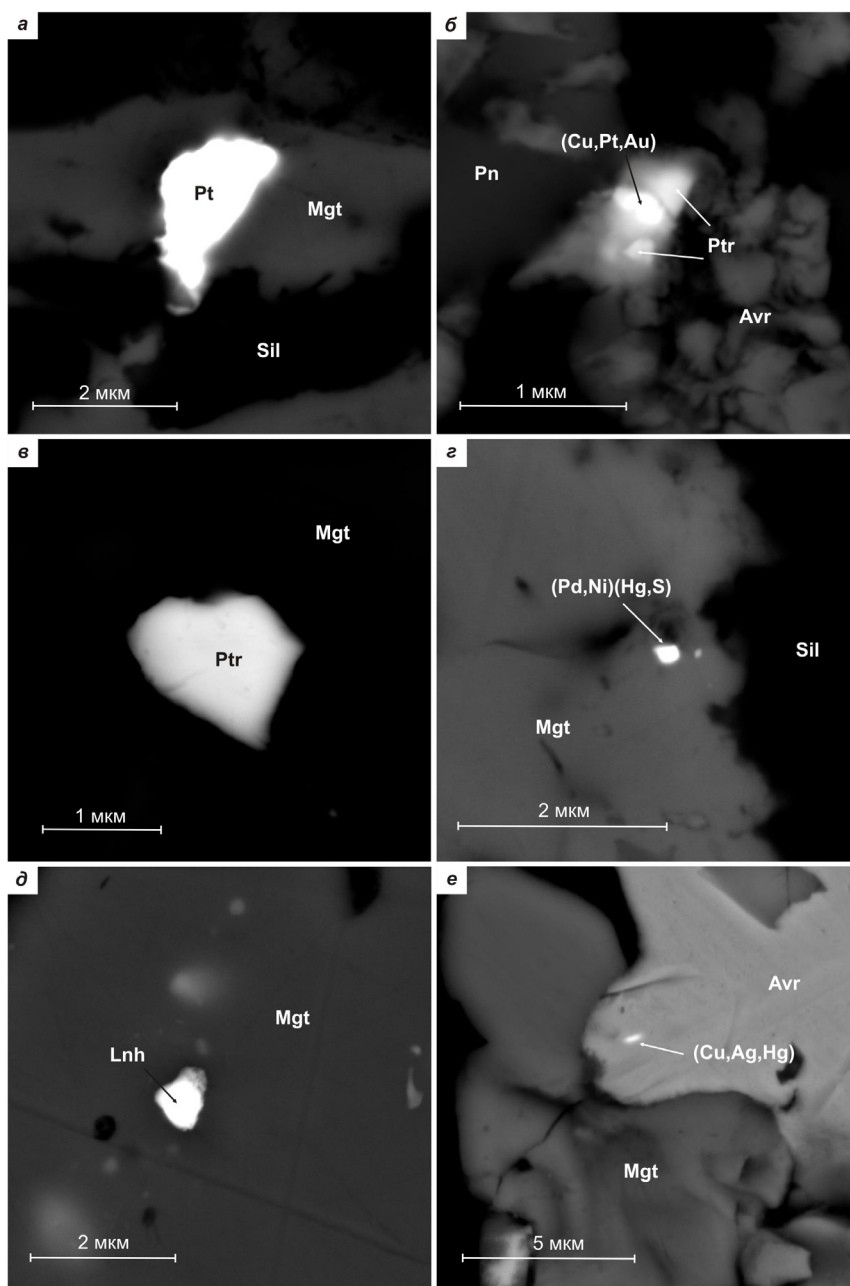


Рис. 2. Акцессорная благороднометаллическая минерализация дунитов и аподунитовых серпентинитов Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива: а) самородная медно-никелистая платина в ксеноморфном зерне магнетита; б) включение потарита в зерне аварунита; в) включение потарита в магнетите; г) микровключение не названной фазы состава (Pd,Ni)(Hg,S) в магнетите; д) включение луанхейта в магнетите; е) микровключение не названной фазы состава (Cu,Ag,Hg) в зерне аварунита.

Pt – медно-никелистая платина, Ptr – потарит, Lnh – луанхейт, Mgt – магнетит, Avr – аварунит, Sil – вмещающая силикатная матрица. BSE-фото.

**Химический состав аксессуарных МПГ из дунитов и серпентинитов
Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива, мас. %**

Образец	Pd	Pt	Ag	Au	Ni	Cu	Hg	S	Сумма	Формула
Медно-никелистая платина (Pt,Cu,Ni)										
7006-17-218	—	89.06	—	—	2.05	7.81	—	—	98.92	Pt _{0.74} Cu _{0.20} Ni _{0.06}
7006-17-219	—	88.85	—	—	2.94	8.38	—	—	100.17	Pt _{0.71} Cu _{0.21} Ni _{0.08}
7006-17-220	—	89.64	—	—	1.93	7.37	—	—	98.94	Pt _{0.76} Cu _{0.19} Ni _{0.05}
7006-17-221	—	92.23	—	—	1.86	5.62	—	—	99.71	Pt _{0.80} Cu _{0.15} Ni _{0.05}
7006-17-222	—	88.47	—	—	2.12	9.02	—	—	99.62	Pt _{0.72} Cu _{0.22} Ni _{0.06}
Потарит PdHg										
7006-12-234	32.64	9.04	—	—	—	—	57.59	—	99.27	(Pd _{1.07} Pt _{0.16}) _{1.23} Hg _{1.00}
7006-12-177	33.73	6.38	—	—	—	—	59.47	—	99.58	(Pd _{1.07} Pt _{0.11}) _{1.18} Hg _{1.00}
7006-12-179	34.06	4.28	—	—	—	—	61.92	—	100.26	(Pd _{1.04} Pt _{0.07}) _{1.11} Hg _{1.00}
7006-12-237	33.92	3.37	—	—	—	—	61.65	—	98.93	(Pd _{1.04} Pt _{0.05}) _{1.09} Hg _{1.00}
7006-12-238	33.92	4.63	—	—	—	—	61.36	—	99.92	(Pd _{1.04} Pt _{0.08}) _{1.12} Hg _{1.00}
7006-2-35	34.95	—	3.67	—	—	0.56	61.75	—	100.93	(Pd _{1.06} Ag _{0.11} Cu _{0.03}) _{1.20} Hg _{1.00}
7006-2-36	34.44	—	3.42	—	—	0.53	62.35	—	100.74	(Pd _{1.04} Ag _{0.10} Cu _{0.02}) _{1.16} Hg _{1.00}
7006-2-38	35.06	—	3.66	—	—	0.69	61.80	—	101.21	(Pd _{1.07} Ag _{0.11} Cu _{0.03}) _{1.21} Hg _{1.00}
7006-7-106	34.70	—	—	2.32	—	—	62.22	—	99.24	(Pd _{1.05} Au _{0.04}) _{1.09} Hg _{1.00}
7006-7-107	34.82	—	—	2.03	—	—	62.00	—	98.85	(Pd _{1.06} Au _{0.03}) _{1.09} Hg _{1.00}
7006-7-108	34.36	—	—	2.09	—	—	62.43	—	98.88	(Pd _{1.03} Au _{0.03}) _{1.06} Hg _{1.00}
7006-12-239	35.13	—	—	—	—	—	64.54	—	99.67	Pd _{1.02} Hg _{0.98}
7006-13-184	31.84	—	—	—	—	3.06	64.40	—	99.29	(Pd _{0.93} Cu _{0.14}) _{1.07} Hg _{0.93}
7006-12-178	24.86	10.35	—	3.36	—	11.44	49.32	—	99.33	Pd _{0.94} (Cu _{0.73} Pt _{0.22} Au _{0.07}) _{1.02} Hg _{1.00}
(Pd,Ni)(Hg,S)										
7006-14-193	29.92	—	—	—	9.88	—	54.68	5.20	99.68	(Pd _{0.65} Ni _{0.38}) _{1.03} (Hg _{0.63} S _{0.37}) _{1.00}
7006-14-194	29.48	—	—	—	10.20	—	54.96	5.30	99.95	(Pd _{0.63} Ni _{0.39}) _{1.02} (Hg _{0.62} S _{0.37}) _{0.99}
7006-14-195	29.42	—	—	—	10.06	—	54.05	5.46	98.99	(Pd _{0.63} Ni _{0.39}) _{1.02} (Hg _{0.61} S _{0.39}) _{1.00}
7006-16-210	33.21	—	—	—	2.44	—	64.04	—	99.68	(Pd _{0.97} Ni _{0.13}) _{1.10} Hg _{0.90}
7006-16-211	31.81	—	—	—	2.89	0.97	62.85	1.21	99.72	(Pd _{0.85} Ni _{0.14} Cu _{0.04}) _{1.03} (Hg _{0.89} S _{0.11}) _{1.00}
7006-16-212	33.02	—	—	—	2.30	—	64.44	—	99.76	(Pd _{0.96} Ni _{0.12}) _{1.08} Hg _{0.92}
Луанхейт Ag ₃ Hg										
7006-15-201	1.73	—	56.55	—	4.70	1.24	35.43	—	99.64	Ag _{2.97} Ni _{0.45} Cu _{0.11} Pd _{0.09} Hg _{1.00}
7006-15-202	1.66	—	57.27	—	4.38	1.59	35.15	—	100.06	Ag _{3.02} Ni _{0.43} Cu _{0.14} Pd _{0.09} Hg _{1.00}
7006-15-203	1.50	—	55.37	—	5.13	1.55	35.32	—	98.87	Ag _{2.92} Ni _{0.49} Cu _{0.14} Pd _{0.08} Hg _{1.00}
7006-15-204	1.74	—	56.21	—	5.01	1.91	35.25	—	100.12	Ag _{2.97} Ni _{0.48} Cu _{0.17} Pd _{0.09} Hg _{1.00}
7006-15-205	2.02	—	56.35	—	4.84	1.32	35.59	—	100.12	Ag _{2.95} Ni _{0.46} Cu _{0.12} Pd _{0.11} Hg _{1.00}
(Cu,Ag,Hg)										
7029-8-53	—	—	42.73	—	—	41.38	15.52	—	99.63	Cu _{0.58} Ag _{0.35} Hg _{0.07}
7029-8-54	0.72	—	39.70	—	—	44.48	14.40	—	99.3	Cu _{0.61} Ag _{0.32} Hg _{0.06} Pd _{0.01}
7029-8-55	0.87	—	37.67	—	—	47.70	14.04	—	100.29	Cu _{0.64} Ag _{0.29} Hg _{0.06} Pd _{0.01}

Примечание. Формулы потарита, луанхейта и фазы состава (Pd,Ni)(Hg,S) рассчитаны на один анион, платины и фазы состава (Cu,Ag,Hg) – на сумму катионов, равную 1.

Потарит наиболее распространен среди МПГ массива. Он обнаружен в виде гипидиоморфных зерен размером до 1.5 мкм как в магнетите, так и аварите (рис. 26–в). В его химическом составе зафиксированы Cu, Au, Ag или Pt (см. табл.), при этом они практически никогда не встречаются вместе в одном анализе. Примеси Ag или Au наблюдаются, в основном, в потарите из магнетита, а примесь Pt – в потарите из аварита. Подобные нетипичные

примеси в потарите можно отнести к механическим, «загрязняющим» химический состав минерала путем вхождения в него в виде тонкодисперсных включений. В пользу данного предположения свидетельствуют рассчитанные стехиометрические составы, а также обнаружение внутри потарита обособленного выделения твердого раствора Cu–Pt–Au (рис. 2б).

Неназванная фаза состава (Pd,Ni)(Hg,S), занимающая своеобразное промежуточное положение между потаритом и высокоцитом, выявлена в виде мелких (до 0.3 мкм) гипидиоморфных включений в магнетите (рис. 2г, табл.).

Луанхеит отмечается в виде мелких (до 1 мкм) гипидиоморфных округлых включений исключительно в зернах магнетита (рис. 2д). Постоянно в химическом составе минерала обнаруживаются примеси Ni (до 5.1 мас. %), Cu (до 1.9 мас. %) и Pd (до 2.0 мас. %) (см. табл.), которые, с учетом «чистоты» вмещающего магнетита и полученных пересчетов на формулу луанхеита, можно считать механической.

Неназванная фаза состава (Cu,Ag,Hg) редка и выявлена в виде мелких (до 0.6 мкм) вытянутых выделений в краевых частях зерен аваруита (рис. 2е). Часто в химическом составе триады диагностируется незначительная (менее 1 мас. %) примесь Pd (табл.).

Таким образом, полученные данные являются первым свидетельством обнаружения аксессуарной благороднометалльной минерализации в дунитах и аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Западного Саяна. Выявленные МППГ характеризуются исключительно Pd-Pt специализацией. Заметное количество Hg в минералах, вероятно, свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях закрытой системы при невысоких температурах [Prichard et al, 1994; Спиридонов и др., 2019], а ведущая роль потарита указывает на проявление эпигенетических процессов низкоградного метаморфизма (серпентинизации) за счет пневматолитовых ртутьсодержащих растворов.

Литература

Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Кубышев А.И., Катанов С.Г. Перспективы хромитоносности и платиноносности гипербазитов Верхнеамыльского района в Западном Саяне // Минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск: РИЦ КНИИГиМС, 2002. С. 314–324.

Соболев В.С. Добрецов Н.Л. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.

Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Арискин А.А., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Янакюрт В.О. Hg- и Cd-содержащие минералы Pd, Pt, Au, Ag сульфидоносных базитов и гипербазитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 43–58.

Чернышов А.И., Воробьева А.В., Юричев А.Н. Петрология Кызыр-Бурлюкского мафит-ультрамафитового массива (северо-восток Западного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 8. С. 199–207.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноносность хромититов Куртушибинского офиолитового пояса, Западный Саян: новые данные // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 5. С. 113–125.

Prichard H.M., Ixer R.A., Lord R.A., Maynard J., Williams N. Assemblages of platinum-group minerals and sulfides in silicate lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite // Canadian Mineralogist. 1994. Vol. 32. P. 271–294.

Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования серебросодержащей блеклой руды Мангазейского серебро-полиметаллического месторождения (Восточная Якутия)

Мангазейское серебро-полиметаллическое месторождение в Западном Верхоянье расположено в 400 км к северо-востоку от г. Якутска, Республика Саха (Якутия). Месторождение локализовано в Западно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), который протягивается вдоль северо-восточной окраины Сибирского континента на 2000 км при ширине 500 км. Месторождение залегает среди мощных (до 9–11 км) песчано-сланцевых толщ верхоянского комплекса от среднекарбонового до раннепермского возраста. Рудные тела, представленные субпластовыми и секущими жилами, зонами прожилков, минерализованных брекчий и дробления, штокверками, приурочены к восточному крутому крылу присводовой части асимметричной сундучной Эндыбальской антиклинали.

Месторождение является одним из крупнейших месторождений Ag России: установленные ресурсы составляют 800 т Ag при среднем его содержании 909 г/т, а предполагаемые ресурсы – 2 250 т Ag при среднем содержании 457 г/т. Прогнозные ресурсы по категориям P1 + P2 оцениваются в 28 000 т Ag [Аристов, Некрасов, 2010]. Для успешного освоения руд необходимо знание о закономерностях размещения и минералах-носителях серебра и других высокотехнологичных металлов.

Блеклые руды, или минералы группы тетраэдрита, имеют обобщенную формулу $M^{(2)}A_6^{M(1)}(B_4C_2)^{X(3)}D_4^{S(1)}Y_{12}^{S(2)}Z$, где $A = Cu^+, Ag^+, \square$ (вакансия); $B = Cu^+, Ag^+$; $C = Zn^{2+}, Fe^{2+}, Hg^{2+}, Cd^{2+}, Mn^{2+}, Cu^{2+}, Cu^+, Fe^{3+}$; $D = Sb^{3+}, As^{3+}, Bi^{3+}, Te^{4+}$; $Y = S^{2-}, Se^{2-}$; $Z = S^{2-}, Se^{2-}, \square$ [Biagioni et al., 2020] и являются наиболее сложной изоморфной серией среди сульфосолей из-за многокомпонентности и изо- и гетеровалентных замещений.

Блеклые руды на месторождении являются основным концентратом Ag, Sb и Cu. Эти металлы также концентрируются в сульфoантимонитах Ag (пираргирите, миаргирите, стефаните) и Ag-Pb (диафорите, овихите, фрейеслебените). На месторождении эти минералы находятся в тесных сростаниях. Ранее блеклые руды были кратко описаны в работе [Аникина и др., 2016], которая была посвящена условиям образования месторождения, но не обстановке отложения сереброносных минеральных ассоциаций с блеклыми рудами. Целью данной работы является изучение парагенетических ассоциаций, химического состава и оценка условий образования блеклых руд.

Взаимоотношения минералов в рудах изучены на оптическом микроскопе Olympus BX-51, зональность блеклых руд – с помощью рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) вдоль профилей, перпендикулярных зонам зональности. РСМА выполнен в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (ЦКП «ИГЕМ-Аналитика», аналитик С.Е. Борисовский) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми спектрометрами при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции при анализе основных элементов составляло 10–20 с, элементов-примесей – 20–40 с. Поправки рассчитывались по методу ZAF в программе фирмы JEOL. Количественный анализ в точках вдоль профиля идентичен обычному анализу. Выбор точек разреза в нужном направлении с заданным интервалом формировался автоматически с сохранением на всем протяжении рентгеновского фокуса. Точное положение

ние начала и конца разреза контролировалось по нагару. Минимальный шаг разреза, равный 1 мкм, определен, исходя из размера области рассеяния электронного пучка в исследуемой матрице при описанных выше условиях анализа. Выполнено 84 анализа по одному профилю в зональном агрегате блеклой руды.

Блеклые руды обнаружены в кварц-карбонат-сульфидных рудах, в которых они образуют сростания с галенитом, пираргиритом, диафоритом, сфалеритом, станнином, стефанитом, сидеритом и арсенопиритом в интерстициях между зернами кварца и карбоната (рис. 1). Блеклые руды и галенит содержат мономинеральные включения серебросодержащих минералов (пираргирита, диафорита, мларгирита) или их сростания (рис. 1в). Сфалерит, галенит и блеклые руды образуют сростания с ровными границами (рис. 1б). Наблюдались станнин-блекловорудно-галенитовые агрегаты, образующие секущие просечки в сфалерите и замещающие его. Блеклые руды корродируют зерна кварца и образуют псевдоморфозы по периферии кристаллов (рис. 1а).

Блеклые руды на месторождении представлены чистым сурьмянистым членом с соотношением $Sb/(Sb+As)$ от 0.98 до 1.00. В двух анализах соотношение $Sb/(Sb+As)$ равно 0.92 и 0.89 и в единичном случае – мышьяковистым с соотношением $Sb/(Sb+As)$ 0.44 (рис. 2а). Содержание Fe варьирует в широких пределах: соотношение $Fe/(Fe+Zn)$ практически непрерывно изменяется от 0.01 до 0.79.

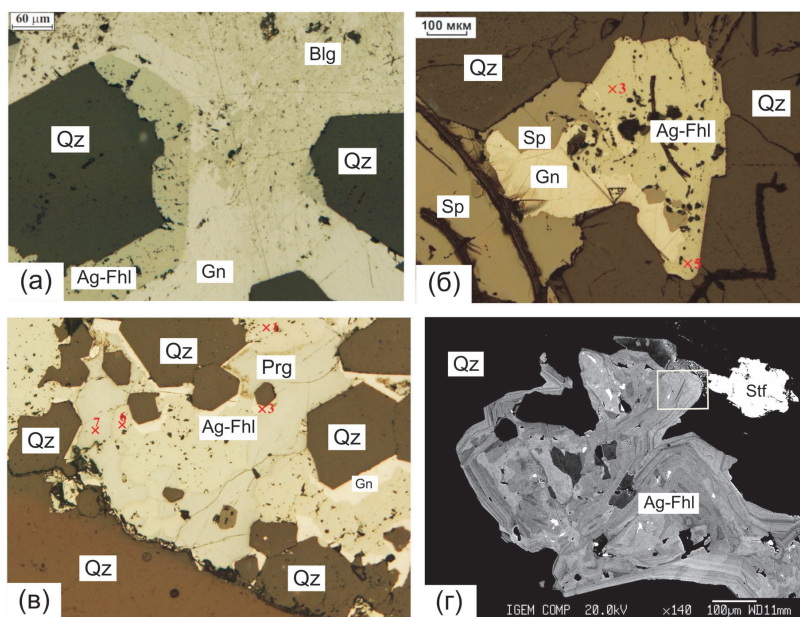


Рис. 1. Сростание серебросодержащей блеклой руды с минералами в рудах Мангазейского месторождения: а) сростание галенита (Gn), блеклой руды (Ag-Fhl) и буланжерита (Blg), в котором блеклая руда по периферии псевдоморфно замещает кварц (Qz) с сохранением первоначальных очертаний хорошо образованных граней кристаллов кварца, а галенит с буланжеритом имеют тесные и тонкие прорастания; б) сростания сфалерита (Sp), галенита и блеклой руды со взаимными и ровными границами в интерстициях между зернами кварца; в) сростание галенита, блеклой руды и пираргирита (Prg) в интерстициях между зернами кварца, где галенит образует каймы вокруг кристаллов кварца, на контакте с галенитом и пираргиритом у кварца сохраняется первичная идиоморфная форма кристаллов, а блеклая руда корродирует зерна кварца; г) зонально-неоднородный агрегат блеклой руды в интерстициях между зернами кварца в сростании со стефанитом (Stf).

Фото а–в – отраженный свет, г – BSE.

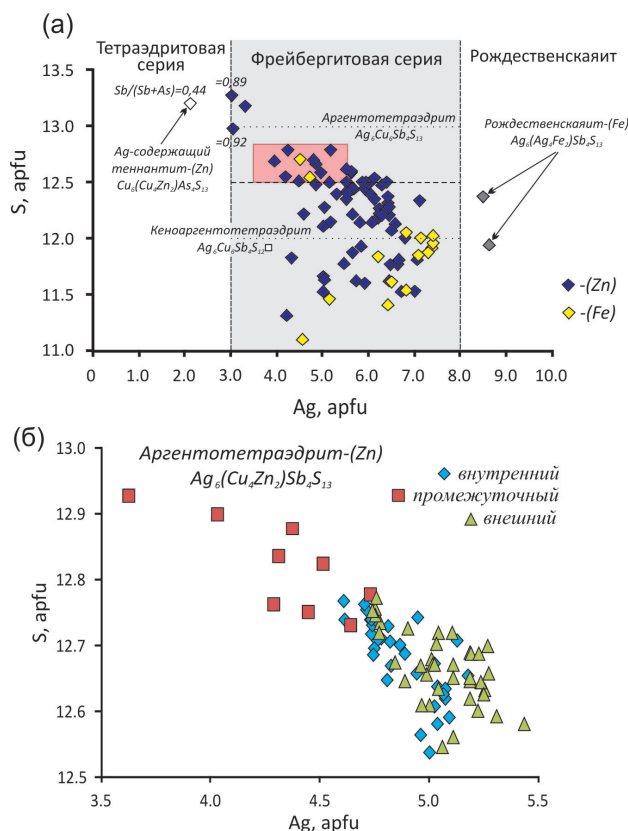


Рис. 2. Соотношение содержаний в формульных коэффициентах (apfu) S и Ag в блеклой руде Мангазейского месторождения (а) и в зонально-неоднородном агрегате блеклой руды (б).

Составы взяты из работы [Аникина и др., 2016]. Пунктирными линиями показаны границы между минеральными видами и сериями [Biagioni et al., 2020]. Прямоугольником на рис. 2а обозначена область составов, представленная на рис. 2б.

Из элементов-примесей блеклая руда содержит до 0.75 мас. % Pb и до 0.20 мас. % Bi. Содержание Sn обычно не превышает 0.20 мас. %, но есть четыре анализа, где его концентрации значительно отличаются и составляют 0.64, 0.77, 1.41 и 1.83 мас. %. В одном из анализов (содержание Sn 1.41 мас. %) блеклая руда тесно сростается со станнином.

Согласно номенклатуре тетраэдритовой группы [Biagioni et al., 2020] по содержанию Ag блеклые руды Мангазейского месторождения в подавляющем большинстве относятся к фрейбергитовой серии (рис. 2а): содержание Ag непрерывно меняется от 18.27 до 39.16 мас. % (соотношение $Ag/(Ag+Cu)$ 0.30–0.69). В порядке уменьшения встречаются кеноаргентотетраэдрит-(Zn), кеноаргентотетраэдрит-(Fe), аргентотетраэдрит-(Zn) и аргентотетраэдрит-(Fe), два анализа лежат в области рождественскаяита-(Fe) (Ag 8.48 и 8.60 ф.к.) и один анализ относится к Ag-содержащему теннантиту-(Zn) (Ag 2.11 ф.к.) (рис. 2а).

Следует отметить, что кеноаргентотетраэдрит-(Zn), аргентотетраэдрит-(Zn) и рождественскаяит-(Fe) не являются официально утвержденными Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной Минералогической Ассоциации видами блеклых руд [Biagioni et al., 2020]. В работе [Biagioni et al., 2020] отмечено, что в природе были встречены только железистые аргентотетраэдрит и кеноаргентотетраэдрит. На

Мангазейском месторождении преимущественно встречаются цинкистые аргентотетраэдрит и кеноаргентотетраэдрит, в которых Zn преобладает над Fe.

Корреляция между соотношениями $Sb/(Sb+As)$ и $Fe/(Fe+Zn)$ отсутствует. Также не установлена взаимозависимость между содержаниями Fe и Ag, но примечательно, что наиболее серебристыми разностями являются блеклые руды с высокими содержаниями Fe (рис. 2а). Между содержаниями Ag и S наблюдается слабая отрицательная корреляция (рис. 2а).

Блеклая руда Мангазейского месторождения нередко зональна и неоднородна (рис. 1г). Нами изучен один участок зонально-неоднородного агрегата (выделенный прямоугольником фрагмент на рис. 1г). По данным РСМА этот участок представлен аргентотетраэдритом-(Zn), демонстрирующим неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью и сложными взаимоотношениями между зонами. Ритмы с тонкими осцилляциями приурочены к периферическим частям агрегата блеклой руды к контакту с кварцем. РСМА зональной блеклой руды вдоль профиля, пройденного перпендикулярно зональности, выявил разные области составов и разные тренды изменения состава (рис. 2б). Во внутреннем ритме наблюдаются незначительные колебания Ag в интервале 4.61–5.18 ф.к. (в среднем, 4.89 ф.к.) на расстоянии 35 мкм. В промежуточном ритме установлен резкий скачок содержаний Ag от 3.63 до 5.12 ф.к. на расстоянии 10 мкм. Во внешнем ритме обнаруживается слабое увеличение содержаний Ag от 4.72 до 5.53 ф.к. на расстоянии 35 мкм. В промежуточном ритме отмечаются более высокие содержания S и наименьшие содержания Ag по сравнению с внутренним и внешним ритмами (рис. 2б). Корреляция между элементами представлена в таблице.

Серебро имеет сильную отрицательную корреляцию с Cu и S на всем изученном интервале зонально-неоднородного агрегата аргентотетраэдрита-(Zn) (коэффициент корреляции $r = -0.97 \dots -0.99$ и $r = -0.74 \dots -0.87$, соответственно). Между Zn и Fe сильная отрицательная корреляция наблюдается во внутреннем и промежуточном ритмах ($r = -0.72$ и -0.90 , соответственно) и практически отсутствует во внешнем ($r = -0.13$). В промежуточном ритме установлена корреляция между Zn(Fe) и Ag(Cu): сильная положительная между Zn-Ag ($r = 0.83$) и сильная отрицательная между Zn-Cu, Fe-Ag ($r = -0.83$). Таким образом, для элементов более значимая корреляция наблюдается во внутренней части изученного участка (в промежуточном ритме).

Для сосуществующих кеноаргентотетраэдрита-(Zn) с содержанием 34.16–36.62 мас. % Ag (Ag 6.40–6.99, Zn 1.38–1.76 и S 11.53–12.32 ф.к.) и низкожелезистого сфалерита (0.3 мол. % FeS) рассчитана температура по данным распределения между ними Fe и Zn [Sack, Loucks, 1985]. Получено три значения температур кристаллизации от 165 до 280 °С, которые согласуются с температурами гомогенизации флюидных включений в сфалерите (179–222 °С) [Аникина и др., 2016], и температурой отложения серебро-полиметаллической ассоциации (125–280 °С), оцененной по серо-изотопному сфалерит-галенитовому геотермометру [Аникина и др., 2010].

Таблица

Коэффициенты корреляций между элементами в зонально-неоднородном аргентотетраэдрите-(Zn)

Ритм	Внутренний				Промежуточный				Внешний			
	Zn/Fe	Cu/Ag	Sb/As	S	Zn/Fe	Cu/Ag	Sb/As	S	Zn/Fe	Cu/Ag	Sb/As	S
Ag	-0.15 0.50	-0.97 —	0.34 -0.19	-0.74	0.83 -0.83	-0.99 —	0.67 -0.56	-0.86	-0.22 0.60	-0.98 —	0.16 -0.42	-0.87
Zn	— -0.72	0.12 -0.15	-0.33 0.28	-0.02	— -0.90	-0.83 0.83	0.51 -0.35	-0.82	— -0.13	0.29 -0.22	-0.66 -0.37	-0.11

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения с высокой корреляцией (>0.7 и <-0.7).

Таким образом, установлено, что на Мангазейском серебро-полиметаллическом месторождении блеклые руды относятся к фрейбергитовой серии и представлены преимущественно кеноаргентотетраэдритом-(Zn), кеноаргентотетраэдритом-(Fe) и аргентотетраэдритом-(Zn). В зональных зернах присутствуют неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью, в которых проявлены разные тренды изменения состава. Определены температуры отложения кеноаргентотетраэдрита-(Zn), сосуществующего со сфалеритом (165–280 °C), которые согласуются с температурами гомогенизации флюидных включений в сфалерите и температурой отложения серебро-полиметаллической ассоциации, оцененной по серо-изотопному сфалерит-галенитовому геотермометру.

Литература

Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубникин Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. Мангазейское Ag–Pb–Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (C, O, S) и особенности образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206–238.

Аникина Е.Ю., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Изотопный состав серы сульфидов сереборудного месторождения Мангазейское (Восточная Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 534–552.

Аристов В.В., Некрасов А.И. Верхоянская сереборудная провинция. Перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 1. С. 21–29.

Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Mořlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // American Mineralogist. 2020. Vol. 105. № 1. P. 109–122.

Sack R.O., Loucks R.R. Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantite: constraints on the interdependence of the Ag-Cu, Fe-Zn, Cu-Fe, and As-Sb exchange reactions // American Mineralogist. 1985. Vol. 70. № 11–12. P. 1270–1289.

М.А. Павлова, Н.С. Червоник

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
milana.a.pavlova@yandex.ru*

Вещественные и морфологические особенности самородного золота из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край) (научный руководитель – к.г.-м.н. С.В. Петров)

В работе рассмотрены особенности строения и состава золота из россыпей, приуроченных к двум соседним ручьям Левый Джанку и Гранитному, берущих начало с возвышенностей (960 и 1200 м, соответственно), дренирующих породы Ульбейского массива и впадающих в р. Сибегу. Россыпи отрабатываются ООО ГПП Марекан не первое десятилетие, однако до сих пор в этом районе значимой коренной минерализации золота не обнаружено. Целью работы является определение возможных параметров коренного источника золота на основе материалов, отобранных из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного.

В административном плане район работ расположен в Хабаровском крае, в Охотском районе, примерно в 200 км на север от пос. Охотск, в районе среднего течения р. Ульбея, на ее правом берегу. В геологическом отношении изучаемый район находится в пределах центральной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, на восточной краевой части Ульбейского массива (на северо-востоке листа Р-54-XXXVI), сложенного преимущественно

гранитами, лейкогранитами, гранодиоритами, реже диоритами и относящегося к Нюдско-Куйдусунскому габбро-гранодиорит-гранитному латеральному ряду (K_2) [Песков, Умитбаев, 1977; Казакова и др., 2013].

Россыпь ручья Левый Джанку состоит из двух частей: верхней («бедной») и нижней («богатой»). В работе представлены результаты исследования нижней россыпи. Нижняя россыпь аллювиальная, русловая-пойменная. Форма ее вытянутая, лентообразная длиной до 1200 м, шириной 60–100 м, мощностью 1.5–2.0 м. Продуктивный пласт сложен валунно-галечно-гравийно-песчаным материалом с глинистым цементом. Породный состав обломков изменчив и зависит от плотика. В плотике обнажаются породы кислого состава (преимущественно граниты), а также вулканиты среднего состава (преимущественно андезиты).

Россыпь ручья Гранитного имеет вытянутую, лентообразную форму длиной 600 м и шириной 40–60 м. Продуктивный пласт мощностью 1.0–1.5 м сложен галечно-гравийно-песчаным материалом с глинистым цементом. Обломки представлены, преимущественно, гранитоидами (реже встречаются обломки гранодиоритов и кварцевых сиенитов), которые соответствуют породам Ульбейского массива, слагающим плотик россыпи. На участке работ в пределах ручья для минералогического анализа в ходе полевых работ 2020 г. взято десять проб (объемом 8 л каждая) из продуктивного пласта, промытых на лотке до серого шлиха. Основной состав шлиха: циркон, магнетит, гранат, апатит, сульфиды, золото. Из шлиховых проб для определения составов золота отобрано 22 зерна. Помимо собственных проб были исследованы зерна золота, отдутые из 39 шлиховых проб (объемом 20–50 л) с соседнего ручья Левый Джанку в 2017–2019 гг. и переданные руководством месторождения ООО ГПП Марекан. Из проб с ручья Левый Джанку для исследования отобрано 112 зерен золота.

С помощью бинокулярного микроскопа ЛОМО МСП-1 охарактеризованы морфологические признаки зерен, а объемные фотографии сделаны в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» на цифровом микроскопе Leica DVM 5000. Часть зерен помещена в искусственный аншлиф (ручей Гранитный – 7 знаков, ручей Левый Джанку – 35 знаков), другая – наклеена на электропроводящий скотч (ручей Гранитный – 15 знаков, ручей Левый Джанку – 77 знаков). Химический состав золота изучен в РЦ СПбГУ «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с ЭДС приставкой Oxford Instruments X-Max 20 (аналитик Н.С. Власенко). Здесь же получены СЭМ фото золота. В результате исследования 134 зерен получено 210 точек составов золота. Для обработки полученных данных использовалось программное обеспечение Statistica 13.3.

Формы зерен золота из россыпи ручья Левый Джанку разнообразны: от изометричных до игольчатых, нитевидных, сильно изогнутых, сложных, «спутанных в клубок» (рис. 1а, в). Размер варьирует от 300 мкм до 2.2 мм по удлинению и, в среднем, составляет 600–800 мкм (табл. 1). Степень окатанности меняется от средней до низкой. Поверхности зерен неровные, ксеноморфные, иногда с отпечатками граней кристаллов. Часто встречаются примазки темного-серого, темно-бурого, а также молочно-белого цветов. Цвет ярко-желтый, реже белый, зеленовато-белый. В полостях и углублениях цвет заметно более светлый до белого с зеленым оттенком, что может свидетельствовать о сравнительно недавнем разрушении минерального заполнения пустот. Состав самородного золота неоднороден: в центральных частях содержания Au составляют, в среднем, 73.46 мас. %, Ag – 27.54 мас. %, в более высокопробных каймах – 94.39 мас. % Au и 5.61 мас. % Ag (рис. 2а, табл. 2).

Морфологические особенности зерен золота ручья Гранитного не менее изменчивы: от сложной комковатой до уплощенной и лепешковидной (рис. 1б, г). Зерна в шлихах мелкие, средней размерности, преобладает класс 0.5–2.0 мм (см. табл. 1). Поверхности зерен неровные, бугристые, с отпечатками граней кристаллов, кавернами, заполненными кварцем и глинистыми примазками. Цвет аналогичен вышеописанным из россыпи ручья Левый Джанку:

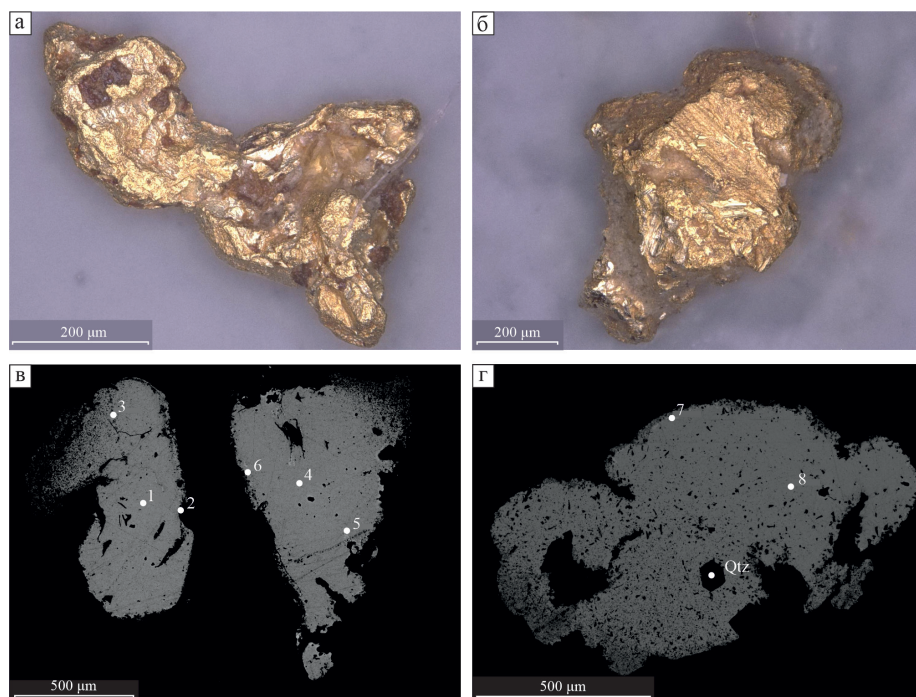


Рис. 1. Зерна золота из россыпей ручьев Левый Джанку (а–в) и Гранитного (б–г). Снимки а, б – оптический микроскоп Leica DVM 5000; в, г – СЭМ фото в режиме BSE.

Таблица 1

Гранулометрический состав самородного золота из ручьев Левый Джанку (I) и Гранитного (II)

№	Фракция, мм		
	+2.0	–2.0+0.5	–0.5+0.25
I	n = 1	n = 99	n = 12
II	n = 1	n = 19	n = 2

Примечание. n – количество зерен.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) золота из россыпей ручьев Левый Джанку (1–6) и Гранитного (7, 8)

№ ан.	Au	Ag	Формула
1	74.56	25.44	$Au_{0.62}Ag_{0.38}$
2	95.37	4.63	$Au_{0.92}Ag_{0.08}$
3	74.36	25.64	$Au_{0.61}Ag_{0.39}$
4	73.94	26.06	$Au_{0.61}Ag_{0.39}$
5	95.80	4.20	$Au_{0.93}Ag_{0.07}$
6	93.07	6.93	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$
7	67.76	32.24	$Au_{0.54}Ag_{0.46}$
8	98.31	1.69	$Au_{0.97}Ag_{0.03}$

Примечание. Результаты анализов нормированы на 100 %. Номера точек анализов соответствуют точкам на рис. 1в, г. Формулы рассчитаны на сумму металлов, равную 1.

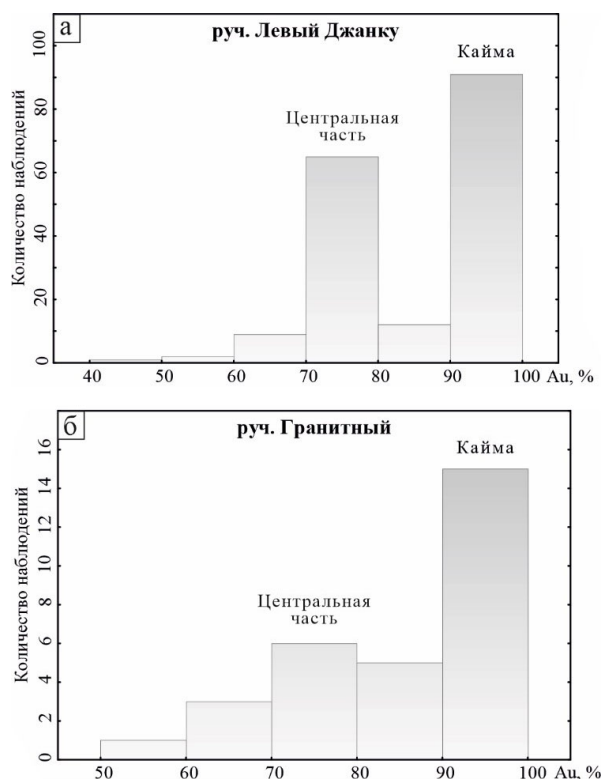


Рис. 2. Распределение содержаний Ау (мас. %) в самородном золоте из россыпей ручьев Левый Джанку (а) и Гранитного (б).

преимущественно, интенсивно-желтый, однако полости и каверны, ранее занимаемые минеральными сростками, значительно более светлые до белого. Содержания элементов в центральных частях зерен, в среднем, составляют 73.84 мас. % Ау и 26.16 мас. % Аг, в каймах – 93.86 мас. % Ау и 6.14 мас. % Аг (рис. 2б, табл. 2).

В целом, золото из россыпей близко по составу и является «относительно низкопробным» (в среднем, в центральных частях золотин 72.66 мас. % Ау и 27.34 мас. % Аг) [Петровская, 1973]. Размер, форма, степень окатанности, характер поверхности и цвет также сходны. Общей особенностью золота двух россыпей является наличие тонких, пористых, прерывистых высокопробных кайм. Таким образом, можно предположить, что россыпи ручьев Левый Джанку и Гранитного образовались при разрушении единого коренного источника, расстояние переноса от которого незначительно.

Литература

- Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 Оймякон. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.
- Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. М., 1977. 80 с.
- Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: ИГЕМ РАН, 1973. 345 с.