



РУДЫ и МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

1
2017



***Уважаемые коллеги,
работники геологической отрасли!***

От всей души поздравляю вас с профессиональным праздником!

История праздника ведет отсчёт с 31 марта 1966 года, когда Указом Президиума Верховного Совета СССР был учреждён День геолога как официальное признание государством той важнейшей роли, которую сыграла отечественная геология в обеспечении экономики страны минеральными ресурсами.

Ежегодно в этот день мы чествуем смелых, целеустремлённых, преданных делу людей, настоящих первопроходцев, тех, кто выбрал нелёгкую геологическую профессию по велению души и сердца, кто связал свою жизнь с напряжённым трудом изучения и разведки полезных ископаемых.

Особую благодарность в этот день хочу выразить ветеранам отрасли, тем, кто стоял у её истоков. Уверен, ваш трудовой путь послужит примером для молодой смены.

Самоотверженными усилиями многих поколений геологов были открыты и разведаны тысячи месторождений полезных ископаемых, которые стали надёжной основой успешного развития экономики России.

Сегодня геологи России успешно решают задачи геологического изучения и развития минерально-сырьевой базы страны. Результаты работы геологической отрасли говорят сами за себя. Только в 2016 году в России было открыто 40 нефтегазовых месторождений и 60 месторождений твёрдых полезных ископаемых. За последние годы страна получила существенный прирост запасов нефти, газа, титана, молибдена, вольфрама, меди, коренного золота.

В канун праздника я хочу поблагодарить вас за повседневный кропотливый труд и пожелать вам крепкого здоровья, счастья, благополучия, новых геологических открытий и успехов во всех делах!

С уважением,
заместитель Министра
природных ресурсов и экологии
Российской Федерации –
руководитель Федерального агентства
по недропользованию

Е.А.Киселев

И РУДЫ МЕТАЛЛЫ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

1/2017

Главный редактор А.И.Иванов

Заместитель главного редактора А.И.Черных
Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Б.И.Беневольский
С.С.Вартанян
А.М.Вахрушев
А.Г.Волчков
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.В.Седельникова



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Москва ЦНИГРИ 2017

Руды и металлы

№ 1 – 2017

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*

Вёрстка и оригинал-макет: *А.С.Рязанцева*

Фото на обложке (магнетит): *Didier Descouens*

Подписано в печать 01.03.17 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать цифровая

Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ

Телефон: 8 (495) 315-28-47

Факс: 8 (495) 315-43-47

E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Web: <http://www.tsnigri.ru/?q=node/24>

Подписной индекс 47218

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

© «Руды и металлы», 2017

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Некрасов А.И.

Типы геолого-структурных обстановок проявления золото- и сереборудной минерализации в Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинциях, северо-восток Якутии5

Кузнецов В.В., Серавина Т.В., Корчагина Д.А.

Минерально-сырьевая база и обстановки локализации полиметаллических месторождений Сибири19

Сначёв В.И.

Перспективы гранитоидов Барангуловского массива на тантал-ниобиевое оруденение, зона Уралтау33

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М.

Новые данные о рудах Вилучинского золото-серебро-полиметаллического рудопроявления, Южная Камчатка40

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Мансуров Р.Х., Кряжев С.Г., Зеликсон Б.С.

Минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж55

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Зарипов Н.Р., Игнатов П.А., Васюта Ю.В., Ковальчук О.Е., Лисковая Л.В., Килижеков О.К.

Природа процессов осветления красноцветных пород, вмещающих кимберлиты Накынского алмазоносного поля Якутии67

Литвиненко И.С., Шилина Л.А.

Гипергенные новообразования золота из россыпных месторождений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, Северо-Восток России75

Кряжев С.Г., Белов С.В., Игнатов П.А., Васюта Ю.В., Аули Э.

Флюидный режим формирования золото-кварцевых месторождений Амесмесса и Тирек в Алжирской Сахаре91

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

С.В.Яблокову97

А.Г.Волчкова98

С.С.Вартаняна99

APPLIED METALLOGENY

Nekrasov A.I.
The types of geological-structural environments of gold and silver mineralization of the Yana-Kolyma and West Verkhoyansk provinces, north-east Yakutia5

Kuznetsov V.V., Seravina T.V., Korchagina D.A.
Mineral base and the localization environment of polymetallic deposits of Siberia19

Snachev V.I.
Granite prospects of Barangulov massif for tantalum-niobium mineralization, Uraltau zone33

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Okrugin V.M., Shishkanova K.O., Philosophova T.M.
New data on ores from the Vilyuchinskoe Au-Ag-polymetallic ore occurrence, South Kamchatka40

PROGNOSIS, PROSPECTING AND EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

Mansurov R.Kh., Kryazhev S.G., Zelikson B.S.
Mineralogical and geochemical characteristics of the Yuzhnoe gold ore occurrence, the Yenisei Ridge.....55

TECHNICAL FACILITIES AND EQUIPMENT IN GEOLOGICAL EXPLORATION

Zaripov N.R., Ignatov P.A., Vasyuta Yu.V., Kovalchuk O.E., Liskovaya L.V., Kilizhekov O.K.
The nature of bleached country rocks hosting kimberlites of Nakyn diamondiferous field, Yakutia67

Litvinenko I.S., Shilina L.A.
Hypergene gold neomineralization in placer deposits of Nizhne-Myakitsky ore-placer field, North-east Russia75

Kryazhev S.G., Belov S.V., Ignatov P.A., Vasyuta Yu.V., Aouli E.
Physical-chemical properties of the ore-forming fluids at the Amesmessa and Tirek lode gold deposits in the Algerian Sahara91

OUR CONGRATULATIONS

S.V.Yablokova97

A.G.Volchkov98

S.S.Vartanyan99



ТИПЫ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ОБСТАНОВОК ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТО- И СЕРЕБРОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЯНО-КОЛЫМСКОЙ И ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКОЙ ПРОВИНЦИЯХ, СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ

А.И.Некрасов

ООО «УК «ВостокУголь»,
Московская область, с. Усово

Рассмотрены геолого-структурные обстановки локализации благороднометального оруденения: развитие оруденения на определённых стратоуровнях, в градиентных зонах геофизических полей, преимущественно на «плечах» антиклинальных структур на участках их максимального воздымания в Яно-Колымской провинции и на участках их перегибов в Западно-Верхоянской провинции. Значительную роль в локализации оруденения играют поля взаимодействия нескольких систем региональных и надрегиональных разломов.

Ключевые слова: Верхояно-Колымская складчатая область, Яно-Колымская золотоносная провинция, Западно-Верхоянская сереборудная провинция, рудный узел, рудное поле, месторождение.

Минерально-сырьевой потенциал благородных металлов Верхояно-Колымской складчатой области в значительной степени связан с объектами, находящимися в пределах двух крупных минерагенических единиц – Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской сереборудной провинций. Месторождения и проявления провинций тяготеют соответственно к Яно-Колымскому и Верхоянскому складчато-надвиговым поясам, представляющим собой в совокупности внешнюю зону позднемезозойской коллизионной системы. Между ними выделяется Яно-Индигирская сереброносная провинция, приуроченная к Яно-Охотскому складчато-глыбовому поясу. В данной работе она не рассматривается, поскольку серебро в её объектах является главным образом попутным компонентом, хотя порой и значительным. Близостью Верхоянского пояса к Сибирской платформе, а Яно-Колымского к осевой зоне коллизии определяются как сходство геолого-структурных об-

становок локализации оруденения в них, так и различия.

Очевидно, что причины сходства и различия в строении провинций обусловлены их принадлежностью к области внутриплитной коллизии. Формирование позднепалеозойских – раннемезозойских прогибов без океанических раскрытий (связанное с предыдущей эволюцией региона) было возможно благодаря многоуровневой горизонтальной расслоенности литосферы. Внутриплитная коллизия – результат тангенциального сжатия, транслируемого с южной и северо-восточной (в современных координатах) конвергентных границ региона. Коллизия Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского блока с их одновременным разнонаправленным вращением относительно друг друга без образования зоны субдукции определялась относительными смещениями расслоенных горизонтов литосферы с «торошением» и «короблением» пластин, границами которых

служили структурно-формационные зоны предколлизийных прогибов. Разгрузка вращательных напряжений осуществлялась по диагональным (к общему простиранию коллизийной структуры) разломам и поперечным разрывам Вилюйско-Полоусненской системы. Последние определяли положение раннедокембрийских кратонных блоков в структуре пограничной зоны между Северо-Азиатским кратоном и Тихоокеанским подвижным поясом. Отсутствие зоны субдукции привело к распределению коллизийных нагрузок на значительный объём литосферы и формированию широкой продольно-изометрической коллизийной области. Весь этот ряд последовательных и взаимосвязанных событий обусловил своеобразную структуру и вещественный состав поясов, составляющих коллизийную область, и именно такое размещение минерогенических провинций, которое наблюдается.

Рудные объекты Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций вмещает терригенная позднепалеозойско – раннемезозойская толща верхоянского комплекса. Уже давно отмечалось [5, 6, 8, 9, 12, 13; А.И.Некрасов, 1997 г., 2006 г.], что почти все значимые золото- и сереборудные объекты в этих провинциях связаны с определёнными дискретными стратоуровнями. При ближайшем рассмотрении можно сделать вывод, что большинство основных благороднометалльных объектов внешней зоны коллизии (Верхоянского, Яно-Охотского, Яно-Колымского поясов) приурочены к дискретным стратоуровням, охватывающим лишь ~20% возрастного диапазона и 10% общей мощности верхоянского комплекса (рис. 1).

С такими уровнями связаны аномальные концентрации различных металлов в самих осадочных толщах и аутигенных стяжениях, конкрециях и метакристаллах куларита, пирита и арсениопирита [11, 14 и др.]. Для ряда объектов, например Мангазейского рудного поля, выделяется этап предрудной подготовки [11]. Возможно, он характерен для большинства объектов коллизийной области, что позволяет говорить о полихронности и полигенности благороднометалльных объектов региона, не оспаривая их преимущественно гидротермальный генезис. Обогащённость дискретных стратоуровней рудными компонентами можно связывать с активизацией подводных гидротерм, обусловленной выделе-

нием флюидов при формировании горизонтальной расслоенности (образовании уплотнённых хрупкопластичных горизонтов в нижних частях гранито-метаморфического и гранулитобазитового слоёв). Физико-химические преобразования в нижней литосфере могли быть «геологически мгновенными» [3] как реакция на накопление критической массы осадков в вышележащем прогибе. Это определило дискретность металлогенных стратоуровней.

Представляется, что разгрузка подводных гидротерм происходила не по всей площади накопления осадков стратоуровня, а лишь в узлах пересечения основных разломов, определявших границы различных литолого-фациальных комплексов палеобассейнов. В любом случае, литолого-формационный контроль благороднометалльных объектов, локализованных в толще верхоянского комплекса, является общим для Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций и ограничивает выбор поисковых площадей, перспективных на обнаружение выходящих на дневную поверхность и не глубоко залегающих объектов.

Также общей для Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций является парагенетическая связь оруденения с коллизийным магматизмом. В соответствии с характером горизонтальной расслоенности литосферы коллизийной области могли существовать два основных уровня магмогенерации. На эклогитизированном горизонте гранулитобазальтового слоя (скорее, его кровле на разделе с вышележащим одинарным базальтовым слоем) могли возникать магмы ультраосновного – среднего состава повышенной щёлочности, что нашло отражение в формировании поясов раннеколлизийных даек и малых интрузий соответствующего состава. Тела магматитов контролируются продольными (субсогласными с простиранием основных структурных элементов коллизийной области) зонами глубинных разломов, фиксируемыми гравитационными максимумами (Дулгалахский, Бурхала-Олерский, Нижне-Янский, Адыча-Тарынский). С этими зонами связано наиболее глубинное монометалльное сурьмяное и ртутное оруденение, не подчинённое продольно-концентрической зональности размещения основных минерогенических единиц региона. Вторым уровнем магмогенерации мог быть уплотнённый хрупко-пластичный горизонт в нижней ча-

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Рудомещающие стратотуровни	Верхоянский складчато-надвиговый пояс	Яно-Охотский складчато-глыбовый пояс	Яно-Колымский складчато-надвиговый пояс
Юрская	Средний			■			Проявления Хастыр, Булат, Юбилейное (Яно-Индигирская провинция); Халдычанское золоторудное поле
	Нижний			■			
Триасовая	Верхний	Норийский	Верхний	■			Тарынский рудный узел; проявления Северо-Западный Тарын, Бурустах, Базовское, Жданное, Сюрампинское, Адычанская терраса, Лазо-Рудное, Выюн (Яно-Колымская провинция)
			Средний	■			
		Карнийский	Верхний	■		Проявления Заря, Вершинное, Восточное, Кюстелен, (Западно-Верхоянская провинция); месторождения Илин-Тас, Алыс-Хая, Улахан-Эгелях (Яно-Индигирская провинция)	
			Нижний	■			
Средний	Ладинский	Верхний	■		Золоторудное месторождение Кючус		
		Нижний	■				
Пермская	Средний	Анизийский		■	Меникенское рудное поле (Западно-Верхоянская провинция)	Месторождение Прогноз, проявления Медвежье, Сюрприз, Эгелях (Западно-Верхоянская провинция)	
				■			
	Нижний			■	Проявление Ноэле (Западно-Верхоянская провинция)	Аллара-Сахский, Нижнеимниканский рудные узлы, месторождение Верхнее Менкече, проявления Право-Хунхадинское, Брамин (Западно-Верхоянская провинция)	
				■			
Верхний			■	Проявление Березинское (Западно-Верхоянская провинция)	Месторождения Кыллах, Мастах, проявления Альфа, Эмись, Емельяновское (Яно-Индигирская провинция)		
			■				
Каменноугольная	Нижний	Кунгурский		■	Кимпиче-Берелехское рудное поле, проявления Егор, Болбук, Южное (Западно-Верхоянская провинция)	Месторождения Кыллах, Мастах, проявления Альфа, Эмись, Емельяновское (Яно-Индигирская провинция)	
				■			
	Верхний			■	Эндыбальский рудный узел с Мангазейским рудным полем, Верхне-Сынчинский, Хосский, Быйыттахский рудные узлы; Лаво-Эчийское, Хада-раньянское проявления (Западно-Верхоянская провинция); золоторудные Нежданчинский и Юрско-Бриндакитский рудные районы, Аркачанское месторождение		
				■			
Средний			■	Куоладинский и Ноектаминский рудные узлы (Западно-Верхоянская провинция)	Месторождения Наталка, Дегдекан, Токичан, Павлик, Родионовское (Яно-Колымская провинция)		
			■				

Рис. 1. Стратоуровни верхоянского комплекса, вмещающие золоторудные, серебрянорудные и серебросодержащие объекты Верхояно-Колымской складчатой области:

в колонке – соотношение стратотуровней (чёрные) и общей мощности верхоянского комплекса по мощностям, близкое к таковому в реальных разрезах

сти гранито-метаморфического слоя, в кровле которого накапливался остаточный расплав, богатый летучими и рудными компонентами, являвшийся материнским для рудоносных флюидов. На позднеколлизийном этапе происходили кристаллизация остаточного расплава (коллизийные гранитоиды) и формирование вертикальной зональности оруденения. Учитывая то, что кровля магмогенерирующего горизонта воздымалась от тыловой (Верхоянский пояс – Западно-Верхоянская провинция) к передовой (Яно-Колымский пояс – Яно-Колымская провинция), и пренебрегая величиной эрозионного среза (так как она на порядок меньше глубины залегания магмогенерирующего слоя), можно констатировать закономерную картину локализации объектов наиболее «удалённых» благороднометалльных рудных формаций (сереброрудной и сереброполиметаллической) в тыловой зоне коллизии и наименее «удалённой» (золото-кварцевой) в передовой.

Несмотря на явную парагенетическую связь с коллизийным гранитоидным магматизмом, практически все значимые месторождения и проявления удалены от гранитоидных массивов по латерали и вертикали. Исключение составляют оруденелые дайки, реже малые интрузии и субвулканические тела, фиксируемые в пределах рудных узлов и полей. Удалённость от гранитоидов и эпицентров отрицательных гравитационных и положительных магнитных аномалий не подчиняется какой-либо определённой зависимости. Тем не менее, все крупные объекты, рудные поля и узлы приурочены к наиболее напряжённым локальным градиентным зонам, иными словами, – к зонам крутого погружения интрузивов, а не к их арочной кровельной части. Это видно на примере Мангазейского [11; А.И.Некрасов, 2006 г.], Меникенского (Л.Г.Тютюников, 1974 г.), Кимпиче-Берелехского (А.Н.Федянин, А.И.Некрасов и др., 2005 г.), Чочимбальского (А.Н.Федянин, А.И.Некрасов, 2005 г.) рудных полей Верхоянской провинции, Тарынского рудного поля (А.В.Крючков, Н.Н.Крючкова, 2007 г.), Наталкинское месторождения [10], рудопроявлений Полярник, Делювиальное (Р.Г.Султанаев, 2008 г., 2012 г.) и многих других объектов Яно-Колымской провинции. Сходная закономерность наблюдается и в отношении положительных гравитационных аномалий, соответствующих зонам глубинных разломов. Особенно контрастно

она проявлена в Яно-Колымской провинции, где в узком поле гравитационного максимума, связанного с осевой зоной Адыча-Тарынской системы глубинного разлома, локализованы только золото-сурьмяные объекты, а все месторождения и наиболее значимые рудопроявления золото-кварцевой формации группируются в градиентных зонах на удалении 1–25 км к западу и востоку от гравитационного максимума.

Яно-Колымская золотоносная провинция, ограниченная рамками юго-восточной части одноимённого складчато-надвигового пояса (рис. 2), в наибольшей степени отвечает определению провинции. Во-первых, она локализована в пределах одной крупной структуры региона – Яно-Колымском поясе, во-вторых, в ней сосредоточено не менее 90% запасов и прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота всей Верхояно-Колымской складчатой области, в-третьих, в ней имеются крупные и гигантские по масштабам месторождения (Наталкинское), в-четвёртых, наиболее значительная часть запасов и прогнозных ресурсов золота находится в месторождениях одного ведущего формационного типа (золото-кварцевого), в-пятых, она характеризуется едиными транспортной и энергетической структурами и в целом единством социально-экономического пространства [7].

В размещении золоторудных объектов и золотых россыпей Яно-Колымской провинции прослеживается несколько очевидных закономерностей. Так, большинство крупных россыпных объектов Центрально-Колымского района находятся в пределах Иньяли-Дебинской синклинойной структуры (отделённой от антиклинорийных структур Яно-Колымского пояса Ярлык-Индибирским надвигом и его юго-восточным продолжением – Чай-Юрьинским взбросом), где отсутствуют значительные золоторудные проявления, приуроченные к Аян-Юряхской антиклинорийной структуре. В Верхне-Индибирском и Адычанском районах практически все значительные россыпи сосредоточены в пределах Адычанской антиклинорийной структуры, т.е. пространственно совмещены с рудными объектами. Все крупные золоторудные месторождения и проявления локализованы в пределах системы Адыча-Тарынского глубинного разлома шириной 10–40 км, причём в осевой его зоне (3–7 км) в области гравитационного максимума проявлено золото-сурьмяное оруденение, а золоторудное имеет подчинённое

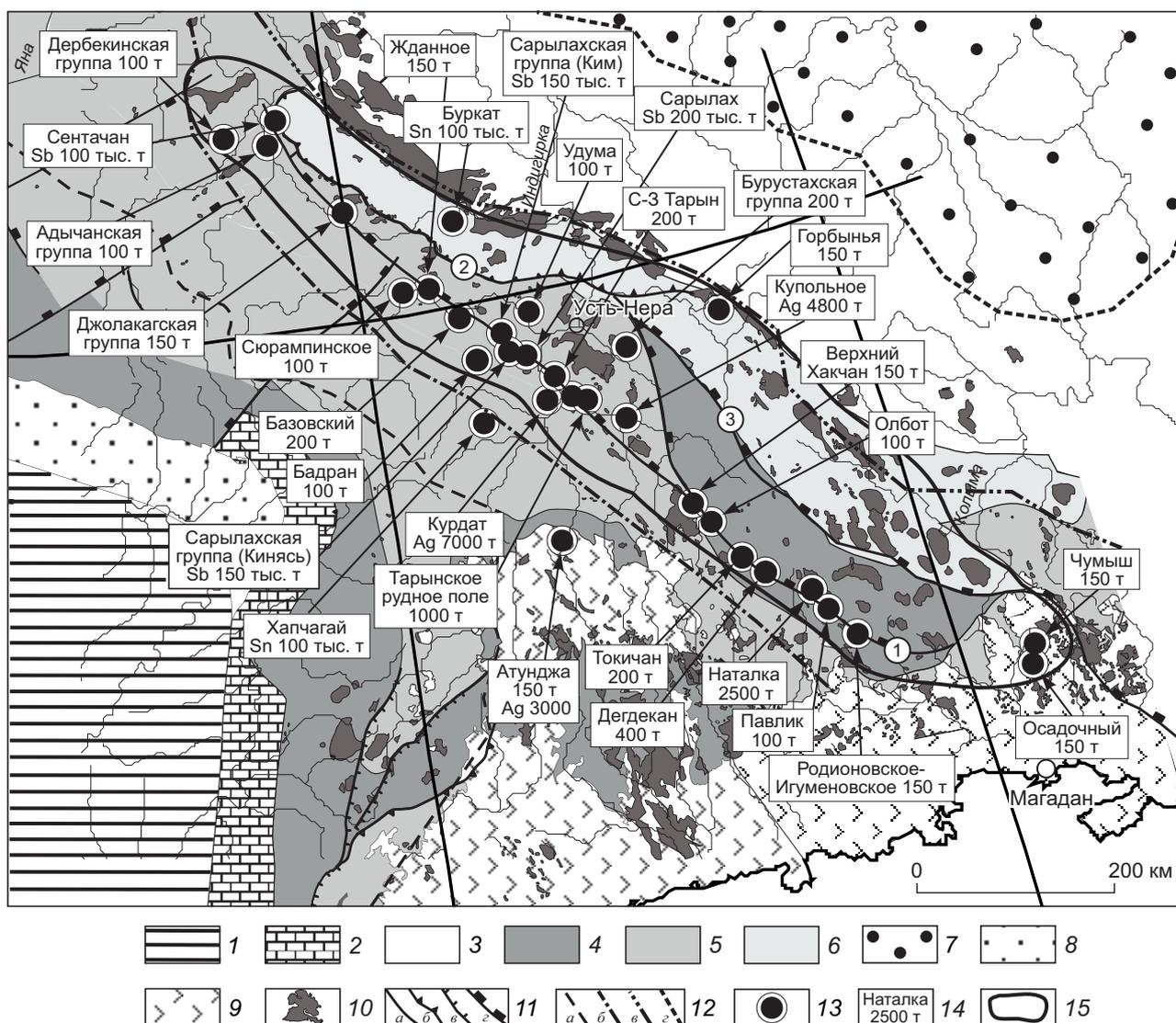


Рис. 2. Схема размещения на геологической основе наиболее крупных объектов золото-кварцевой, золото-серебряной, золото-сурьмяной, серебро-полиметаллической, олово-серебро-полиметаллической, вольфрам-оловянной касситерит-кварцевой формаций в пределах Яно-Колымского пояса (по А.А.Узюнкояну, ОАО «Якутскгеология», с добавлениями и изменениями):

1 – чехольные отложения Сибирской платформы; 2 – рифейские – верхнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения Сетте-Дабанского пояса; 3 – докембрийские – нижнемезозойские породы Черско-Полуусненского пояса; 4, 5 – отложения Верхоянского, Яно-Охотского, Яно-Колымского поясов: верхнепалеозойские терригенные (4), триасовые – нижнеюрские (5); 6 – верхнеюрские терригенные породы Иньяли-Дебинского сегмента Яно-Колымского пояса; 7 – средне-верхнеюрские терригенные отложения Илин-Тасского пояса; 8 – верхнеюрские – меловые отложения Предверхоянского пояса; 9 – меловые вулканогенные отложения Охотско-Чукотского вулканического пояса; 10 – коллизионные гранитоидные массивы Главного пояса гранитоидов Черского; 11 – региональные разломы (а – сдвиги, б – надвиги, в – сбросы, г – взбросо-надвиги); 12 – границы поясов (а – восточная Верхоянского, б – Яно-Охотского, в – Яно-Колымского, г – Черско-Полуусненского); 13 – наиболее крупные месторождения, рудопоявления, рудные поля, узлы; 14 – запасы (т) и прогнозные ресурсы (тыс. т) месторождений, в некоторых случаях суммарно с потенциалом конкретных рудных полей или узлов; 15 – условный контур Яно-Колымской золотоносной провинции; цифры в кружках: 1 – Адыча-Тарынская система взбросов, 2 – Чаркы-Индибирский надвиг, 3 – Чай-Юрьинский взброс

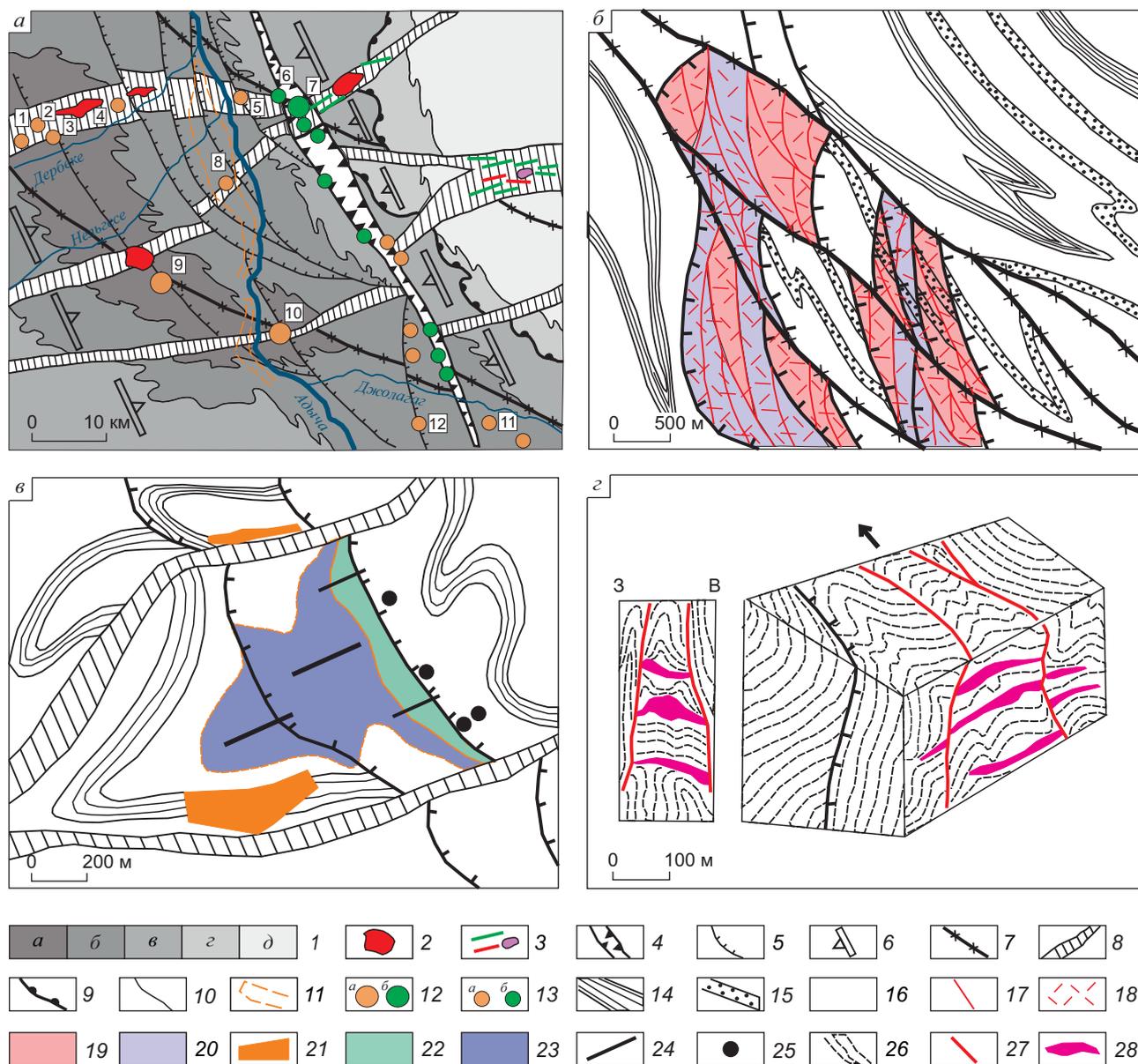


Рис. 3. Условия локализации золоторудных объектов Яно-Колымской золотоносной провинции в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома. Схема размещения золоторудных и золото-сурьмяных объектов перспективной площади для поисков крупнообъемных золоторудных объектов на участке максимального «воздымания» Адычанской антиклинорной структуры Яно-Колымского складчато-надвигового пояса (по материалам В.Н.Соловьева, Р.Г.Султанаева, ОАО «Янгеология») (а). Схематические структурные планы рудопроявлений Делювиальное (по материалам В.Н.Соловьева, Р.Г.Султанаева, ОАО «Янгеология», с изменениями) (б), Полярник (по материалам А.Н.Вишневого, Р.Г.Султанаева, ОАО «Янгеология») (в). Блок-диаграмма и схематический разрез по месторождению Дражное (по материалам А.В.Крючкова, Н.Н.Крючковой, 2010 г., с изменениями) (z):

1 – отложения (а – среднеюрские песчаники с пластами алевролитов, б – нижнеюрские алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников, в – верхнетриасовые норийские алевролиты и аргиллиты с пластами песчаников, редкими в верхней части разреза, z – верхнетриасовые карнийские аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и пачками чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников, д – среднетриасовые

ладинские алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников); 2, 3 – магматические комплексы «поперечных» рядов: биотитовые, амфибол-биотитовые и двуслюдяные граниты (2), дайки амфиболовых долеритов, лампрофиоров, дайки и штоки гранодиорит-порфиоров (3); Адыча-Тарынский разлом: шовная зона (4), оперяющие листрические сбросы (5), границы (6); 7 – взбросо-сдвиги «диагональной» Собопольской системы разломов; 8 – взбросы «широтной» Вилуюско-Полоусненской системы разломов; 9 – Чаркы-Индибирский надвиг; 10 – геологические границы; 11 – контур крупной террасовой россыпи р. Адыча; 12 – месторождения и крупные проявления золото-кварцевой (а), золото-сурьмяной (б) формаций; 13 – недоизученные проявления золото-кварцевой (а), золото-сурьмяной (б) формаций; номера на схеме: Дербекинская группа проявлений (1 – Хоспох, 2 – Роговиковый, 3 – Галечный, 4 – Эннербит, Дионис), 5 – Лазо-Рудное, 6 – Марковское, 7 – Сентачан, 8 – Лазо-Терраса, 9 – Делювиальное, 10 – Полярник, 11 – Ганн-Андреевское, 12 – Наледное; 14 – пакеты тонкого переслаивания песчаников и алевролитов; 15 – пласты песчаников; 16 – верхнеладинские алевролиты и аргиллиты; 17 – кварцевые жилы и зоны прожилкования, субсогласные с разрывами Адыча-Тарынской системы разломов; 18 – тонкое неориентированное сульфидно-кварцевое прожилкование; блоки со средними содержаниями Au 1,6–2,4 г/т (19), 0,8–1,5 г/т (20); 21 – контуры богатых отработанных террасовых россыпей; 22 – рудное тело со средним содержанием Au 2,3 г/т; 23 – контур со средними содержаниями Au 0,9–1,2 г/т; 24 – канавы; 25 – скважины; 26 – рудовмещающая пачка, плотные березитизированные мелкозернистые алевролиты верхнего подъяруса норийского яруса (зона *Monotis scutiformis*); 27 – рудовмещающие разрывы системы Адыча-Тарынского разлома; 28 – субсогласные рудные тела

значение и ограниченные масштабы. В градиентной области к востоку и западу от осевой зоны, но в пределах общей системы Адыча-Тарынского разлома, и локализованы почти все золото-рудные объекты. Следует отметить отсутствие в Яно-Колымской провинции значительных по масштабу рудопроявлений золото-сульфидной формации. Вернее сказать, они есть, но крайне мало изучены.

Все значимые объекты, а также большая часть мелких месторождений и рудопроявлений золото-кварцевой формации группируются в градиентных зонах системы Адыча-Тарынского разлома. Ширина шовной зоны разлома, представленная одной или несколькими зонами катаклаза, брекчирования и расланцевания, составляет 0,5–4 км. Здесь сосредоточены все золото-сурьмяные объекты и ряд мелких золото-кварцевых проявлений жильного и жильно-прожилкового типов. Градиентные зоны магнитного и гравитационного полей, в пределах которых локализованы все значимые золоторудные объекты провинции, расположены в всياчем и лежащем крыльях шовной зоны, так что общая ширина зоны влияния Адыча-Тарынской системы разломов составляет 10–40 км. Очевидно, что именно шовная зона разлома является не только рудовмещающей для золото-сурьмяных объектов, но и рудораспределяющей для объектов золото-кварцевой формации, несмотря на их локализацию вне зоны. Шовная зона Адыча-Тарынского разлома характеризуется взбросо-сдвиговой ки-

нематикой и падает на восток, рассекая мегаскладку главным образом по их шарнирам. Простирание её субсогласное с продольными осями мегаскладок.

Также несколько разноплановым является характер разрывной тектоники в всياчем и лежащем крыльях шовной зоны. В северо-западном крыле развита система листрических сбросов, сопряжённых с шовной зоной разлома (рис. 3). Система контролирует значительное число объектов провинции (месторождения Павлик, Декдеканское, Наталкинское, Верхний Хакчан, Мало-Тарынское, Сюрампинское, проявления Эльгинского рудного узла, Полярник, Делювиальное, проявления Дербекинской группы). На участках сближенных систем листрических сбросов сформированы объёмные, крупные и гигантские месторождения и проявления (Наталкинское и др. в Ат-Юряхской антиклинорной структуре, Делювиальное в Адычанской структуре). В юго-восточном (всiachem) крыле системы Адыча-Тарынского разлома наблюдается система субпараллельных шовной зоне крутых взбросов, являющихся рудоконтролирующими и рудовмещающими.

Яно-Колымская провинция находится в пределах двух основных структур одноимённого пояса – синклинойной Иньяли-Дебинской, с которой связан основной россыпной потенциал, и антиклинорной (Аян-Юряхский, Верхне-Индибирский, Адычанский, Туостахский антиклинории), вмещающей практически все значимые рудные

объекты. Эти две мегапластины разделяются Чай-Юрьинским взбросом и его северо-западным продолжением – Чаркы-Индибирским надвигом. Антиклинорная структура представлена серией вложенных друг в друга наклонных и опрокинутых конических, аксоноклинальных складок, рассечённых в осевой зоне серией разломов Адыча-Тарынской системы. Каждая коническая мегаскладка отвечает определённой антиклинальной структуре (рис. 4) с конкретным возрастом пород, слагающих ядерную часть и вмещающих золотое оруденение. Возраст вмещающих оруденение пород в мегаскладках закономерно омоложен в северо-западном и далее в северо-восточном направлениях в соответствии с общим планом структур коллизийной области. В Аян-Юряхском антиклинории это позднепермский и среднеанизийский стратоеуровни, Верхне-Индибирском – позднекарнийский и средняя зона позднекарнийского стратоеуровня, Адычанском – позднеладинский, позднекарнийский и позднекарнийский (средняя и верхняя зоны), Туостахском – верхняя зона норийского и среднеюрский стратоеуровень. В пределах Полоусненского антиклинория, где находятся оловорудные и олово-серебро-полиметаллические объекты, возраст пород, вмещающих оруденение, позднекарнийский и среднеюрский.

Конические мегаскладки, слагающие антиклинорную структуру, изогнуты в трёх пространственных измерениях (см. рис. 4). Для локализации оруденения наибольшее значение имеет ундуляция продольной оси мегаскладок в северо-западном (Аян-Юряхская, Верхне-Индибирская, Адычанская антиклинорные структуры) и северо-восточном (Туостахская, Полоусненская антиклинорные структуры) направлениях с воздыманием шарнира каждой мегаскладки и последующим погружением к участку, где в эту коническую мегаскладку вложена следующая (см. рис. 4). Рудные узлы и рудные районы группируются в зоне максимального воздымания шарнира каждой мегаскладки и на сопряжённых участках воздымания и погружения шарнира. Напротив, на участках сочленения конических мегаскладок локализованы лишь единичные не протяжённые жильные и прожилковые золоторудные тела, служившие, как максимум, лишь источниками не крупных россыпей. Очевидная причина такого размещения объектов в наиболее полно представленных разрезах стратоеу-

ровней на участках максимального воздымания шарниров. В участках сочленения (подстраивания) мегаскладок и на их крыльях наблюдаются более молодые по отношению к стратоеуровням толщи. Вероятно, определённую роль играет максимальная степень изгиба структур в охарактеризованных зонах мегаскладок. Следствием является максимальное развитие здесь поперечных сколовых и диагональных взбросо-сдвиговых разрывов, часто вмещающих оруденение. Сближенные системы данных разрывов формируют линейно-штокерковые жильно-прожилковые зоны. С учётом изложенного можно отметить площади на участках воздымания и погружения шарниров мегаскладок, локализованные на флангах относительно хорошо изученных рудных районов (см. рис. 4) и перспективные на обнаружение объёмных золоторудных месторождений. Имеет смысл обсудить также тот факт, что в Аян-Юряхской антиклинорной структуре россыпи и коренные объекты в значительной степени разобцены, а в Верхне-Индибирской и Адычанской – совмещены. Это может быть связано с погружением структуры в северном направлении, что могло происходить, в том числе, и в кайнозойское время. Ещё один непреложный факт геолого-структурной локализации оруденения в том, что после расщепления зоны Адыча-Тарынского разлома севернее Сентачанского месторождения в зоне данного разлома локализуются лишь мелкие золото-сурьмяные и золоторудные объекты.

По структурным и генетическим особенностям серебрянорудные объекты Верхояно-Колымской складчатой области, в частности месторождения и проявления Верхоянской серебрянорудной провинции, очень похожи на золото-кварцевые месторождения, составляющие основу минерально-сырьевой базы Яно-Колымской золоторудной провинции. Среди объектов Западно-Верхоянской провинции установлены как монокриновые и моногенные месторождения и проявления терминальных членов ряда базовых формаций (Кимпиче), так и сочетающие черты нескольких формационных типов (Меникенское рудное поле). Наконец, такие гиганты, как Мангазейское рудное поле (с ресурсным потенциалом серебра по разным оценкам от 40 до 80 тыс. т), обладают признаками объектов сложного – полигенного и полихронного генезиса, подобно крупным золоторудным объектам региона.

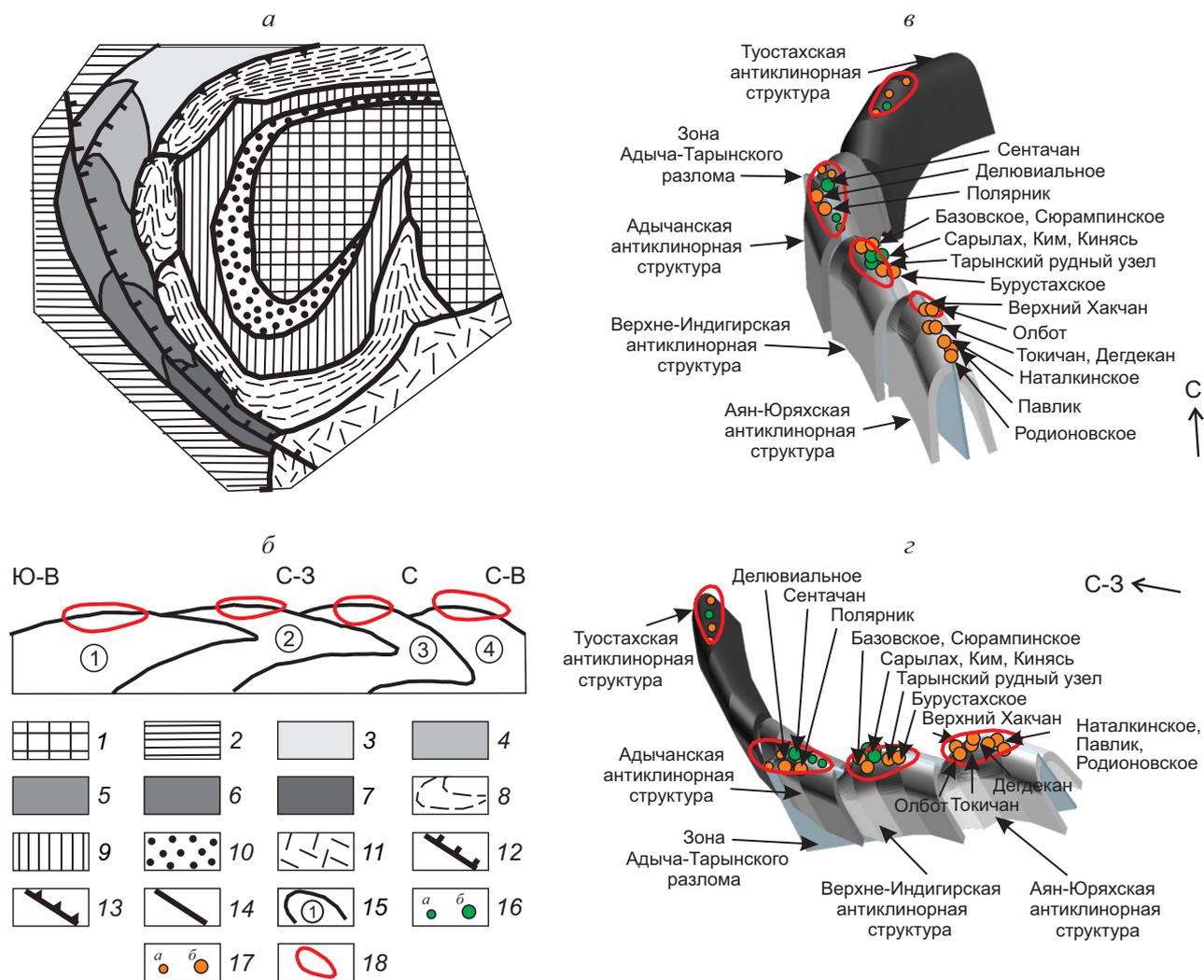


Рис. 4. Позиции антиклинорных структур Яно-Колымского пояса в структуре Верхояно-Колымской складчатой области (а); продольный профиль через конические антиклинорные структуры (б); позиция золоторудных объектов Яно-Колымской золотоносной провинции в антиклинорных структурах одноимённого складчато-надвигового пояса (блок-диаграммы в программе Micromine, Ю.В.Швецова, ООО «УК «ВостокУголь», схемы внемасштабные) (в, г):

1 – плитный комплекс Колымо-Омолонского блока; 2 – структуры Яно-Охотского пояса; 3–7 – антиклинорные структуры Яно-Колымского пояса (3 – Полоусненская, 4 – Туостяхская, 5 – Адычанская, 6 – Верхне-Индибирская, 7 – Аян-Юрхская); 8 – синклинорные структуры Яно-Колымского пояса; структуры Черско-Полоусненского (9), Илин-Тасского (10) поясов; 11 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 12 – разломы Адыча-Тарынской зоны; 13 – надвиги Чаркы-Индибирской зоны; 14 – границы структурных элементов Верхояно-Колымской складчатой области; 15 – границы антиклинорных структур Яно-Колымского пояса, цифры в кружках – конические антиклинорные структуры (1 – Аян-Юрхская, 2 – Верхне-Индибирская, 3 – Адычанская, 4 – Туостяхская); 16 – золото-сурьмяные месторождения и проявления мелкие (а), средние, крупные (б); 17 – золоторудные месторождения и проявления мелкие (а), средние, крупные, гигантские (Наталкинское) (б); 18 – участки антиклинорных структур, перспективные на обнаружение золоторудных объектов

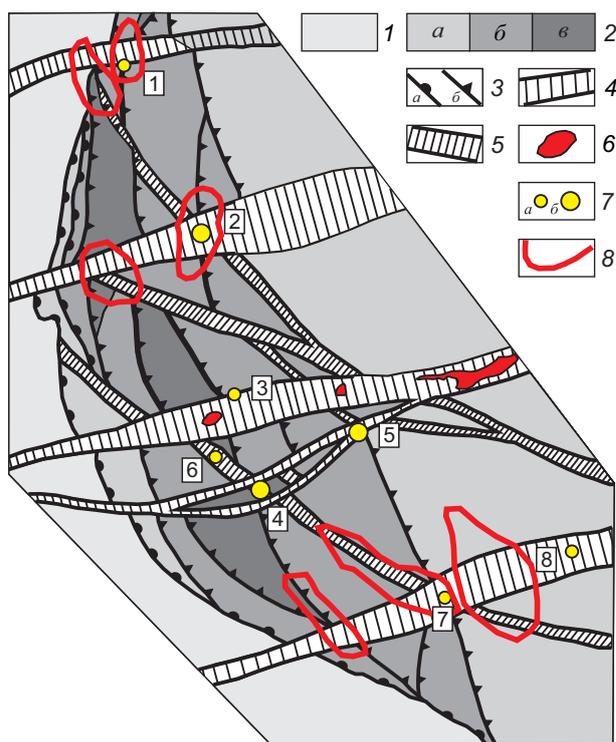


Рис. 5. Позиция объектов северной и центральной частей Западно-Верхоянской сереборудной провинции в структуре Верхоянского пояса, схема внемасштабная:

1 – меловые отложения Предверхоянского краевого прогиба; 2 – верхоянский терригенный комплекс (а – преимущественно среднетриасовые (ладинские) – среднеюрские отложения, б – преимущественно нижнепермские (кунгурские) – среднетриасовые (анизийские) отложения, в – преимущественно среднекаменноугольные – нижнепермские (ассельские, сакмарские, артинские) отложения); 3 – разрывы (а – Предверхоянской системы надвигов, б – субмеридиональные Верхоянской системы разломов); 4 – поперечные ряды разрывов Вилуйско-Полуосненской системы; 5 – диагональные зоны разломов Собопольской системы; 6 – коллизионные гранитоиды поперечных рядов; 7 – наиболее значимые сереборудные объекты (а – рудопроявления, рудные поля и рудные узлы с прогнозными ресурсами, б – месторождения и рудные поля, включающие объекты с балансовыми запасами); 8 – площади, перспективные на поиски сереборудных объектов; номера на схеме: 1 – рудопоявление Южное, 2 – Кимпиче-Берелехское, 3 – Меникенское, 4 – Мангазейское рудные поля, 5 – месторождение Прогноз, 6 – Ньюектаминский, 7 – Аллара-Сахский, Нижнеимниканский, 8 – Налучинский рудные узлы

Структуры Западно-Верхоянской провинции, в которых локализовано серебряное оруденение, обнаруживают значительное сходство с таковыми Яно-Колымской провинции, с поправкой, конечно, на своеобразие тектонического плана внешней зоны коллизии (Верхоянский пояс, западная часть Яно-Охотского пояса). Вмещающие оруденение толщи собраны здесь в систему широких сундучных антиклинорных и узких щелевидных синклинорных структур протяжённостью сотни километров каждая, кулисообразно подстраивающих друг друга. Оруденение приурочено главным образом к антиклинорным структурам. Каждая структура представляет собой серию узких линзовидных пластин с падением на восток, прислонённых друг к другу по системам разломов, субсогласным с общим простиранием структур. Кинематика разломов – взбросо-надвиговая с углами падения от 15–20° до субвертикальных. Наиболее протяжённые разломы (Западно-Верхоянский, Верхоянский, Джардан-Брюнгадинский, Аллах-Нельгесинский и др.), вероятно, имеют глубинную природу и сопровождаются сериями даек среднего-основного, редко щёлочного-ультраосновного состава. Системы данных разломов обычно разделяют антиклинорные и синклинорные пакеты пластин. Внутри пакетов пластины отделены друг от друга взбросами и надвигами, представляющими в совокупности систему листрических разрывов, сопряжённых с главными глубинными разломами. Антиклинорные структуры испытывают ундуляцию продольных осей с воздыманием и последующим погружением в северном направлении. Большинство сереборудных объектов размещены на участках максимального воздымания антиклинорных структур и их погружения в северном направлении (рис. 5), но только при условии, что на данных участках в сводах и на погружении структур обнажаются определённые стратоуровни (Мангазейское, Кимпиченское, Меникенское, Аллара-Сахское рудные поля, месторождение Прогноз и др.).

Установлено несколько асимметричное положение рудных полей и узлов по отношению к ядрам антиклинорных структур в их поперечном (широтном) сечении. Пакеты пластин, слагающие антиклинорные структуры, имеют сундучную морфологию с крутым прилеганием пластин друг к другу к востоку от оси структур и положим их надвиганием друг на друга в осевой части и на

западных крыльях. Рудные узлы и поля смещены от осей структур к сочленению сводовой зоны антиклинорных структур с их крутыми восточными крыльями. Это можно проиллюстрировать на примере Мангазейского рудного поля [11]. В такой же позиции локализованы Аллара-Сахское, Чочимбалъское, Кысылтасское рудные поля, месторождение Верхнее Менкече, рудопроявления Южное, Верхне-Сынчинское и другие объекты провинции. Асимметричное положение рудных полей по отношению к сводам антиклинорных структур подчёркивается их локализацией в градиентных или знакопеременных зонах магнитного поля, тогда как магнитные минимумы фиксируются непосредственно в сводовой части структур. Классическая из описанных структур – Кимпиче-Берелехское рудное поле.

Кимпиче-Берелехское рудное поле, вмещающее месторождение Кимпиче, приурочено к ядерной части Имтанджинской гребневидной антиклинали (пластины), ограниченной взбросо-надвигами системы Верхоянского глубинного разлома (рис. 6). Шарнир Имтанджинской антиклинали ундулирует в северо-западном направлении. Рудное поле с севера и юга ограничено субширотными взбросами Эге-Хайской системы разломов, контролирующей одноимённый поперечный ряд гранитоидных интрузий. По имеющимся данным (А.И.Некрасов, 2009), разрывы Эге-Хайской системы это взбросы с субвертикальным падением, т.е. смещают рудные зоны только в вертикальной плоскости без разрыва сплошности оруденения. Однако они контролируют ступенчатое погружение шарнира антиклинали в северном направлении и, соответственно, делят рудные зоны на блоки с различным эрозийным срезом оруденения – минимальным на северо-западе. В этом смысле разломы являются рудоконтролирующими (В.В.Широков, А.И.Некрасов, 2007 г.; В.В.Широков, 2012 г.).

В глубинном строении Кимпиче-Берелехского рудного узла выявляются следующие закономерности. Западная его часть расположена на периферии Эчийского регионального гравитационного минимума, интерпретируемого различными исследователями как следствие прогиба докембрийского фундамента [15] или наличия гранито-гнейсового купола [4]. Отрицательное гравитационное поле в восточной части района через узкую высокоградиентную зону, интерпретируемую в качестве Верхоянского регионально-

го глубинного разлома, переходит в спокойное нейтральное поле Сартанского синклинория [1].

В пределах рудного поля гравитационный минимум осложнён поперечным Кимпиченским структурным поднятием [1; В.С.Андреев, 1969 г.; В.А.Рассолов, 1992 г.], где предполагается сокращённая мощность нижнего (рифей-среднепалеозойского) карбонатного чехольного комплекса. Поперечная конфигурация поднятия определяется субширотной – северо-восточной – зоной глубинных разломов Эге-Хайской системы.

В современном структурном плане Кимпиченское поднятие фиксируется локальным воздыманием шарниров антиклинальных складок при общем их погружении в северном направлении [16]. Разломы Собопольской системы по всему Верхоянскому поясу контролируют развитие зон максимального регионального метаморфизма, достигающего биотитовой субфации зеленосланцевой фации [17]. Такие зоны повышенной проницаемости флюидов часто рудовмещающие. Именно с ними связано промышленное оруденение Кимпиче-Берелехского рудного поля.

Основные рудовмещающие зоны объекта – разломы Собопольской системы [2] и сопряжённые с ними субвертикальные трещины осевой плоскости кливажа Имтанджинской антиклинали, которыми сформированы опережающие рудные зоны. Субширотные разломы Эге-Хайской системы, как указывалось, – взбросы с субвертикальным падением. Субмеридиональные разрывы Верхоянской системы ограничивают оруденение с запада и востока. Сочетание разрывных систем обуславливает скошено-прямоугольную структуру рудного поля в плане. Нетрудно видеть, что структурная позиция месторождения Кимпиче близка таковой выше охарактеризованных золоторудных объектов Яно-Колымской провинции. Это подчёркивает структурное единство региона в целом и коллизийной системы, в частности.

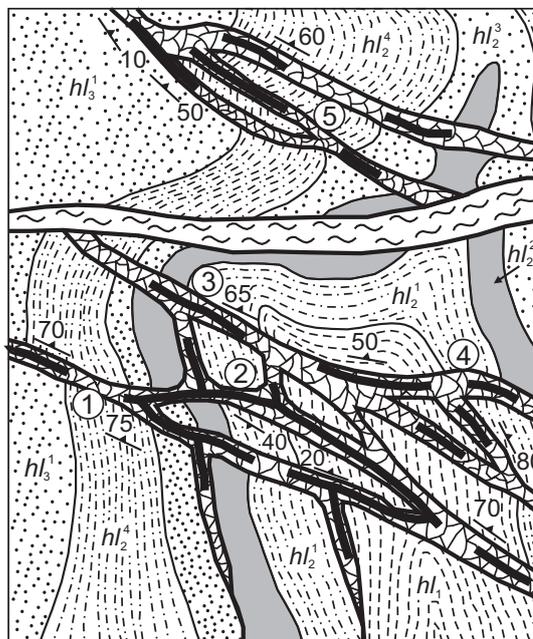
Выявление геолого-структурных обстановок локализации благороднометалльного оруденения в Верхояно-Колымской складчатой области направлено, прежде всего, на обоснование площадей проведения общих поисковых работ. Приведённые данные, безусловно, не позволяют определить участки поисков ранга рудных узлов (первые сотни квадратных километров), но дают возможность выделить площадь, на которой могут быть проанализированы все прямые и косвенные поисковые данные.

а



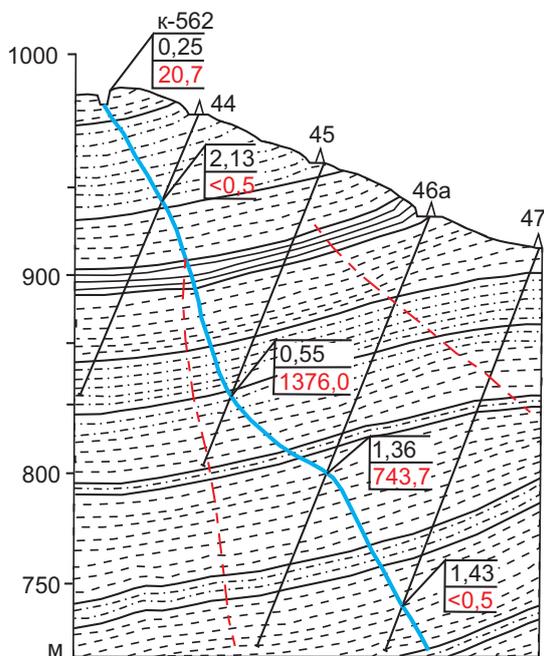
M-6 1:200 000

б



M-6 1:25 000

в



M-6 1:3000

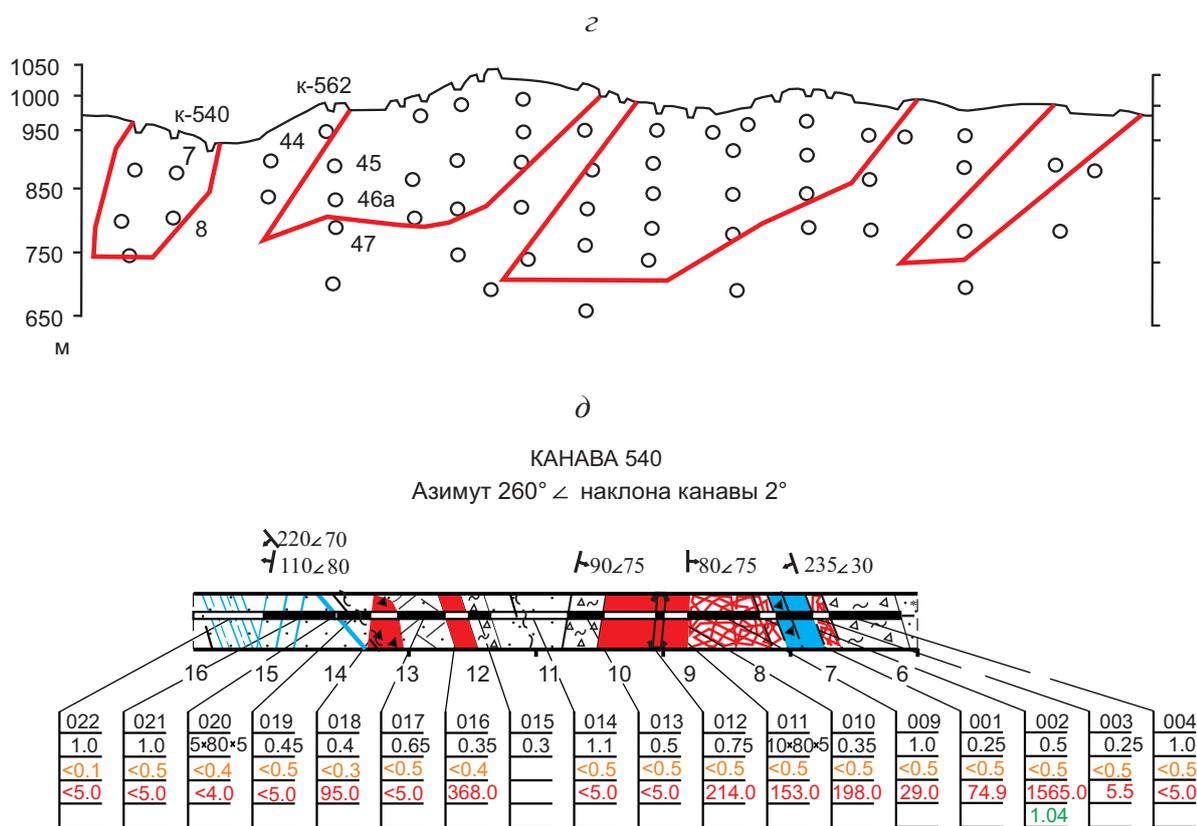


Рис. 6. Геолого-структурная схема Кимпиче-Берелехского рудного поля (а) и его центральной части (б) с разрезом по скважинам (в), проекцией рудной зоны 1 на вертикальную плоскость (з) и строением рудного тела в канаве 540 (д):

подсвиты и литологические пакки терригенных пород верхоянского комплекса халджинской (P_1hl) и сюренской (P_2sn) свит: 1 – чередование мелкозернистых и крупнозернистых алевролитов с редкими прослоями алевролитистых песчаников, 2 – крупнозернистые алевролиты с переходами до алевролитистых песчаников, 3 – неритмичное до флишоидного чередование крупнозернистых и мелкозернистых алевролитов с пластами алевролитистых песчаников и пакетами тонкослоистых алевролитистых пород (нефелоидитов), 4 – неритмичное чередование разнозернистых алевролитов и алевролитистых песчаников с пакетами мелкозернистых и алевролитистых песчаников, 5 – мелкозернистые песчаники с прослоями крупнозернистых алевролитов, 6 – средне-мелкозернистые до крупнозернистых песчаники с пакетами чередования разнозернистых алевролитов и алевролитистых песчаников и пакетами нефелоидитов; 7 – взбросо-надвиговые разрывы системы Верхоянского глубинного разлома; 8 – взбросы Эге-Хайской системы разломов; 9 – рудовмещающие левые сдвиги Собопольской системы разломов; 10 – рудные зоны; 11 – рудные зоны и рудные тела с сурьмяно-медно-серебряным оруденением; 12 – направление ундуляции шарнира Имтанджинской антиклинали; 13 – контур поля развития метасоматитов аргиллизитовой формации; 14 – элементы залегания рудных зон; 15 – скважины колонкового бурения; 16 – контуры рудных тел на проекции рудной зоны 1; 17 – участки повышенной трещиноватости; 18 – тектонические трещины (а – «сухие», б – с глиной трения); 19 – жилы и прожилки (а – кварц-сидеритовые, б – кварц-сидерит-сульфидные); 20 – брекчии (а – с кварц-сидеритовым, б – кварц-сидерит-сульфидным цементом); 21 – брекчированные и прожилкованные породы с кварц-сидеритовым цементом); 22 – дроблёные до глины, дресвы и щебня (60–70% и более) породы; 23 – алевролитистые песчаники; 24 – элементы залегания трещин, прожилков, жил, брекчий, дроблёных пород; 25 – бороздовые пробы; 26 – задиrkовые пробы; 27 – результаты опробования (сверху вниз – номер пробы, длина пробы (м), содержание Au (г/т), Ag (г/т), Cu (%)); цифры в кружках: 1 – месторождение Кимпиче, зона 1, 2 – месторождение Кимпиче, зона 1а, 3 – рудопоявление Зона Розовая, 4 – рудопоявление Малахитовое, 5 – рудопоявление Промежуточное

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Верхоянская. Лист Q-52-IX, X. Объяснительная записка. – Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ, 1981.
2. Аристов В.В., Тихонова Н.В., Орлова Г.Ю., Соловьев К.В. Новое серебрянорудное месторождение Кимпиче в Западном Верхоянье // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 28–41.
3. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. – М.: Наука, 1993.
4. Гриненко В.С., Стогний Г.А. О глубинном строении Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) // Надвиги и шарьяжи платформенных и складчатых областей Сибири и Дальнего Востока и их металлогеническое значение. Иркутск, 1992. С. 98–99.
5. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир, 2006.
6. Константинов М.М., Косовец Т.Н. Стратиформные золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5–21.
7. Концепция новых центров экономического роста в современных условиях на примере Яно-Колымской золоторудной провинции / Б.К.Михайлов, А.И.Некрасов, О.В.Петров и др. // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 65.
8. Костин А.В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 8–11.
9. Костин А.В. Прогноз крупных месторождений серебра в Западном Верхоянье на примере Мангазейского рудного поля // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 32–36.
10. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки / С.А.Григорьев, В.Д.Ворожбенко, П.И.Кушнарев и др. // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.
11. Некрасов А.И. Золото-меднопорфировое с серебром оруденение Эндыбальского субвулкана «Западное Верхоянье» // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 46–57.
12. Некрасов А.И. О причинах совмещения золотого, серебряного и полиметаллического оруденения в месторождениях Западного Верхоянья (Восточная Якутия) // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде, 2004. С. 137–139.
13. Некрасов А.И. Эволюция Верхоянского палеобасейна лавинной седиментации в позднем палеозое – раннем мезозое (на примере Западного Верхоянья) // Вестн. Госкомгеологии РС (Я). 2004. № 1 (6). С. 72–84.
14. Некрасов А.И., Костин А.В. Золото-серебряное оруденение как индикатор геодинамического развития восточной окраины Сибирского кратона // Мат-лы XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». М., 2005. Т. II. С. 32–36.
15. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
16. Тихонова Н.В., Задорожный Д.Н. Структурная позиция месторождения Кимпиче (Западное Верхоянье (Якутия)) // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 547–550.
17. Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А. Седиментогенез начальных периодов развития Верхоянской геосинклинали // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 4. С. 44–55.

Некрасов Алексей Иванович,
кандидат геолого-минералогических наук
anekrasov@vostok-coal.ru

THE TYPES OF GEOLOGICAL-STRUCTURAL ENVIRONMENTS OF GOLD AND SILVER MINERALIZATION OF THE YANA-KOLYMA AND WEST VERKHUYANSK PROVINCES, NORTH-EAST YAKUTIA

A.I.Nekrasov

Geological-structural situation of localization, hosting precious metal mineralization, due to a combination of factors – the location of mineralization at certain strata levels, in the gradient zones of geophysical fields, mostly in the «shoulders» of anticlinal structures on the land to their maximum vadimony in the Yana-Kolyma province and the areas of their excesses in the West Verkhoyansk province, were reviewed. Fields of interaction between three systems of regional and supra-regional faults play a significant role in the location of mineralization.

Key words: Verkhoyansk-Kolyma fold area, Yana-Kolyma gold-bearing province, West Verkhoyansk silver ore province, ore areas, ore field, deposit.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА И ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

В.В.Кузнецов,
Т.В.Серавина,
Д.А.Корчагина

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов,
г. Москва

Рассмотрено состояние минерально-сырьевой базы свинца и цинка Сибири. Проанализировано состояние запасов и прогнозных ресурсов различных категорий. Наиболее перспективные регионы Российской Федерации для наращивания сырьевой базы свинца и цинка – Рудный Алтай, Забайкалье, Енисейский край, Салаир. Они характеризуются развитой инфраструктурой, здесь сосредоточены основные горнодобывающие предприятия. По результатам изучения обстановок локализации и образования рудных полей и месторождений Сибири выделены перспективные площади для постановки геологоразведочных работ. Представлен комплекс методов для их реализации на основании разработки прогнозно-поискового комплекса.

Ключевые слова: свинец, цинк, минерально-сырьевая база, запасы, прогнозные ресурсы, Сибирь.

Основные запасы цинка (71% от суммарных балансовых запасов РФ) учтены в 46 месторождениях, расположенных на территории Сибирского ФО. Степень разведанности и освоения запасов высокая: запасы промышленных категорий составляют 69,5%. В распределённом фонде РФ находятся 78 месторождений (88,4% балансовых запасов цинка), из них 40 разрабатываются (13% запасов), 33 (75,4% запасов) подготавливаются к освоению (рис. 1, а, табл. 1). Добыча цинка в 2014 г. составила 352,5 тыс. т. Погашение запасов цинка не компенсировано их приростом (коэффициент компенсации 0,49).

Основные запасы свинца (80,8% от суммарных разведанных балансовых запасов России) сосредоточены в 44 месторождениях Сибирского ФО (см. рис. 1, б, табл. 1). Добыча свинца в 2014 г. составила 239 тыс. т. Погашение запасов свинца в 2014 г. не компенсировано их приростом (коэффициент компенсации 0,91). Объём добычи свинца и цинка обеспечивает внутреннее потреб-

ление и позволяет их экспортировать в ряд развивающихся стран.

Стратегией развития чёрной и цветной металлургии до 2030 года (Приказ Министерства промышленности и торговли РФ от 05.05.2014 № 839) и текущей Государственной программой воспроизводства и использования природных ресурсов (Постановление Правительства РФ от 30.06.2004 № 322) предполагается увеличение спроса цинка (по среднему сценарию) до 128%, свинца до 130%, что повлечёт за собой рост добычи и, как следствие, исчерпание запасов. Наиболее перспективные регионы РФ для наращивания сырьевой базы свинца и цинка – Рудный Алтай, Забайкалье, Енисейский Край, Салаир. Они имеют развитую инфраструктуру, в их пределах находятся основные горнодобывающие предприятия.

Рудноалтайская металлогеническая зона (Алтайский край). Юго-западная, пограничная с Республикой Казахстан, часть Алтайского края –

один из старейших районов добычи полиметаллов (меди, свинца, цинка) с сопутствующими золотом и серебром (рис. 2). Здесь создана крупная минерально-сырьевая база цветной металлургии (табл. 2). К нераспределённому фонду недр относятся в основном мелкие и средние месторождения Захаровское, Лазурское, Майское, Петровское, Семёновское, Среднее, Юбилейное с суммарными запасами руды по кат. А+В+С₁ 24 096 тыс. т (Pb 591,6, Zn 1296,6 тыс. т, Au 22 564 кг).

Обеспеченность добычи запасами критическая, составляет по Степному, Зареченскому и Рубцовскому месторождениям от 6 до 1,5 лет. Даже подготовленное к освоению Корбалихинское месторождение (при проектной добыче 1000 тыс. т руды в год) обеспечено на 22 года. При этом следует учитывать, что запасы руды центрального участка (глубина отработки 100–300 м) составляют 1/3 запасов, а 2/3 сосредоточены в северо-западном участке на глубинах 500–800 м. Апробированные к настоящему времени прогнозные ресурсы кат. P₁+P₂ недостаточны для подготовки значительного количества балансовых запасов.

Месторождения Рудноалтайской металлогенической зоны связаны с образованием геологической базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации эмсраннеживетского возраста, в которой вулканы кислого состава преобладают над вулканидами основного состава, а осадочная составляющая – над вулканогенной или базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формацией позднего живета – раннего франа. В рудах месторождений содержатся примерно в равных долях свинец и медь (при некотором преобладании свинца) и повышено количество цинка [1, 5].

Анализ обстановок локализации разноранговых объектов показывает, что в металлогенических зонах рудноалтайского типа рудные районы эквивалентны структурно-формационным

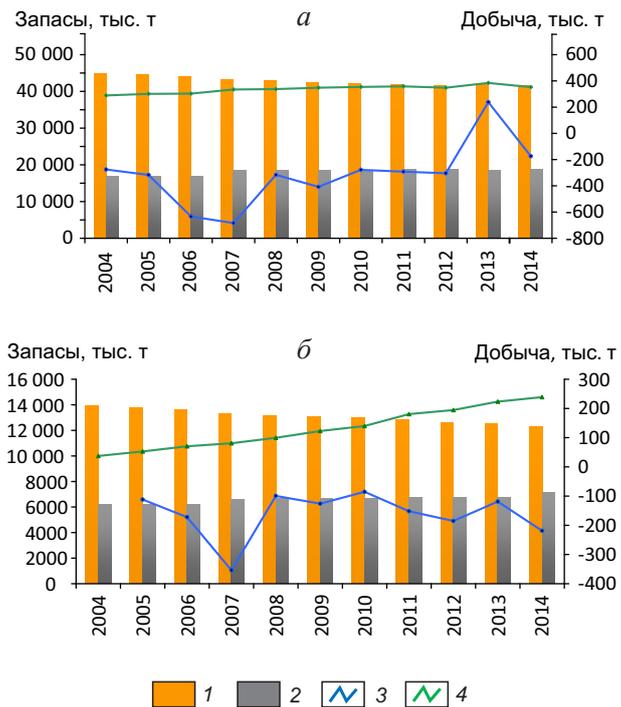


Рис. 1. Динамика прироста и погашения запасов месторождений цинка (а), свинца (б) в 2004–2014 гг.:

1 – запасы категорий А+В+С₁; 2 – запасы кат. С₂; 3 – прирост запасов кат. А+В+С₁ на разрабатываемых месторождениях; 4 – погашение запасов кат. А+В+С₁ на разрабатываемых месторождениях

блокам, которые представляют собой крупные вулканотектонические депрессии, выполненные отложениями одной рудоносной формации. Среди них выделяются краевые и внутренние депрессии. Рудные поля в сложнопостроенных вулканотектонических депрессиях, контролирующая рудные районы, занимают различное положение. Выделяют три типа депрессий – межвулканические, надвулканические и склоновые, отличающиеся друг от друга морфологией, размерами и составом выполняющих их отложений. Внутренняя структура депрессий

1. Состояние МСБ цинка и свинца России на 01.01.2015

Типы месторождений	Запасы по категориям, тыс. т			Распределённый фонд запасов, %			Прогнозные ресурсы по категориям, тыс. т		
	A+B+C ₁	C ₂	A+B+C ₁ +C ₂	A+B+C ₁	C ₂	A+B+C ₁ +C ₂	P ₁	P ₂	P ₃
Цинк	41 697,5	18 642,7	60 340,2	89,7	90,4	89,9	9700	32 400	64 500
Свинец	12 284,3	7154,2	19 438,5	87,3	84,4	86,2	2700	9800	27 500

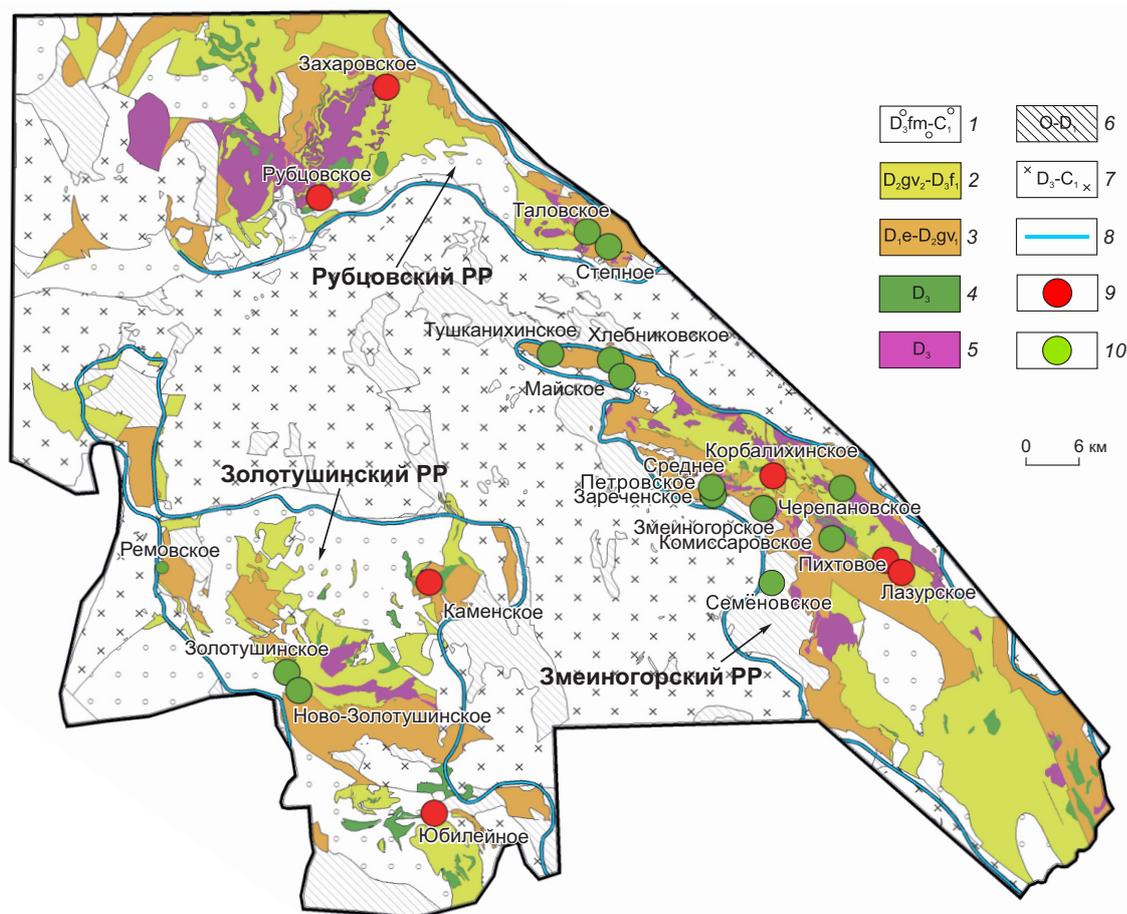


Рис. 2. Структурно-формационная схема районирования юго-западной части Рудноалтайской СФЗ:

геологические формации: 1 – надрудная без расчленения, 2–5 – рудовмещающие (2 – базальт-риолитовая кремнисто-терригенная, 3 – базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная, 4 – габбро-диабазовая, 5 – риолит-дацитовая субвулканическая), 6 – подрудная известково-терригенная метаморфизованная, 7 – габбро-диорит-плагιοгранит-гранитовая интрузивная; 8 – границы рудных районов (PP); месторождения и рудопроявления медно-свинцово-цинково-колчеданные (9), свинцово-цинково-колчеданные (10)

осложнена небольшими экструзивными и лавовыми куполами, потоками, сопряжёнными с ними мелкими некомпенсированными впадинами, заполненными промежуточными, удалёнными, нередко кремнистыми фациями, отвечающими месторождениям. Впадины, вмещающие месторождения, занимают надкупольное, склоновое или надвулканическое положение, в том числе на бортах рифогенных построек. Различаются дистальные и проксимальные впадины в зависимости от наличия или отсутствия зоны подводящего канала.

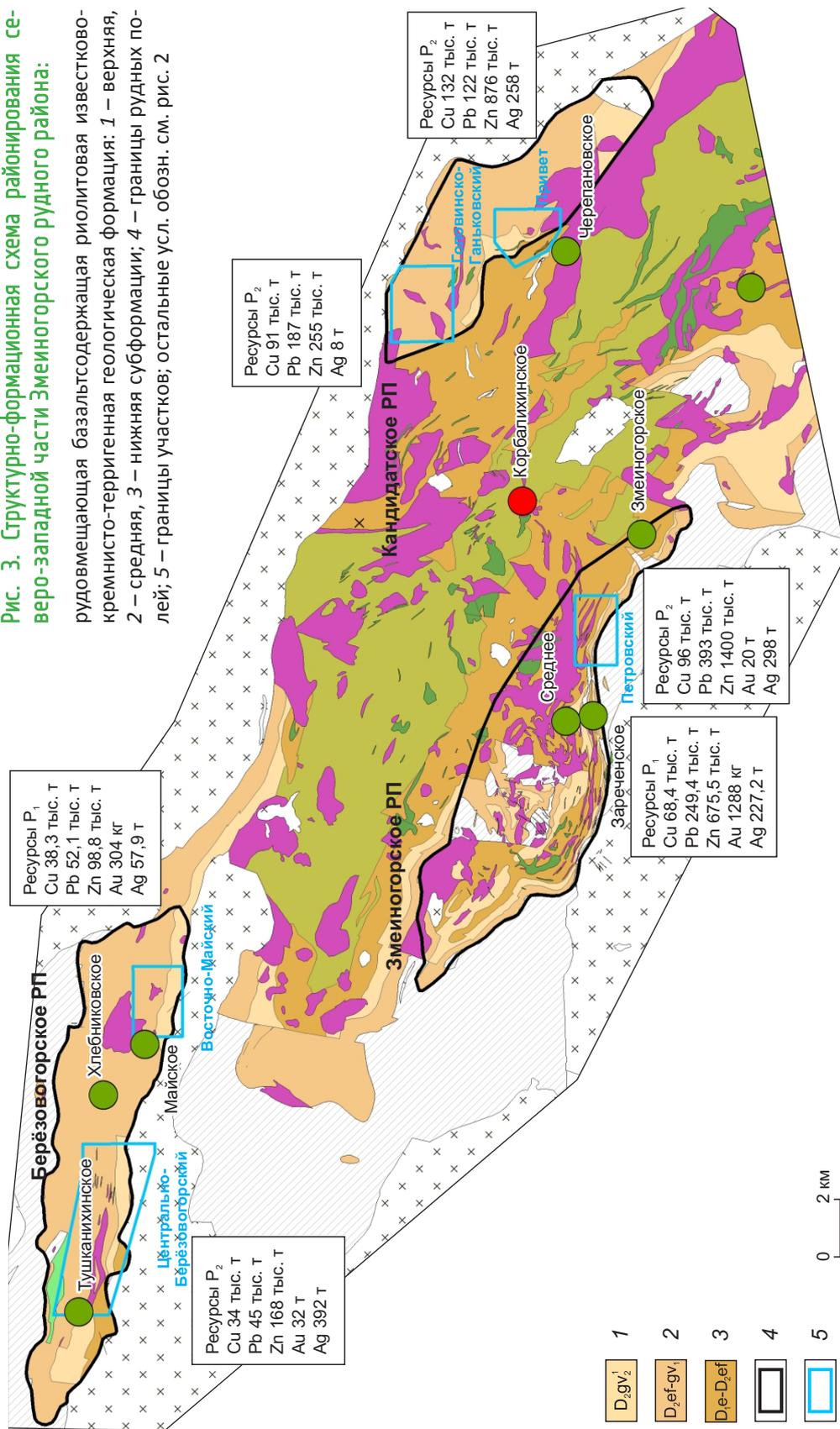
По результатам анализа обстановок локализации месторождений и комплекса геолого-геофизических исследований [5] установлена высо-

кая перспективность Рудного Алтая на выявление новых объектов. Так, в пределах Зmeinогорского рудного района выделены Зmeinогорско-Берёзовогорская, Вересухинско-Комиссаровская, Новокузнецовская и Лазурская перспективные площади. В пределах Зmeinогорско-Берёзовогорской площади (рис. 3) развита риолитовая известково-кремнисто-терригенная рудоносная формация эмс-раннеживетского цикла вулканизма (эмс-раннеживетский уровень оруденения), с которым связано формирование золото-серебросодержащих свинцово-цинковых месторождений.

На основании анализа совмещённых слоёв комплектов прогнозных карт (литолого-фациаль-

Рис. 3. Структурно-формационная схема районирования северо-западной части Змеиногорского рудного района:

рудовмещающая базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная геологическая формация: 1 – верхняя, 2 – средняя, 3 – нижняя субформации; 4 – границы рудных полей; 5 – границы участков; остальные усл. обозн. см. рис. 2



2. Балансовые запасы и погашение запасов в месторождениях Рудно-Алтайской металлогенической зоны

Месторождения	Запасы в недрах по кат. А+В+С ₁ (на 01.01.2015) Содержание металлов						Погашение запасов					
	Руда	Pb	Zn	Cu	Au	Ag	Руда	Pb	Zn	Cu	Au	Ag
	тыс. т	тыс. т %	тыс. т %	тыс. т %	кг г/т	т г/т	тыс. т	тыс. т	тыс. т	тыс. т	кг	т
Распределённый фонд недр	28 443	767,7	2855,7	434,6	18 157	1723,5	768	21,8	40,4	11	914	68,3
<i>Разрабатываемые</i>												
ОАО «Сибирь-Полиметаллы»												
Зареченское	323	$\frac{21,8}{6,75}$	$\frac{22,6}{8,3}$	$\frac{5,6}{1,73}$	$\frac{7723}{15,4}$	$\frac{281,1}{621,9}$	116	2,2	3,1	0,9	510	23,2
Корбалихинское	23 117	$\frac{465,2}{2,01}$	$\frac{2270,1}{9,82}$	$\frac{337,5}{1,46}$	$\frac{8084}{0,35}$	$\frac{1254,3}{54,26}$	62	1,2	3,6	0,6	29	4,1
Рубцовское	87	$\frac{34,8}{6,56}$	$\frac{70,5}{13,32}$	$\frac{14,1}{2,66}$	$\frac{98}{1,85}$	$\frac{22,3}{115,1}$	198	8,4	13,7	5,7	206	26,1
ОАО «Уралэлектромедь»												
Степное	2381	$\frac{110,2}{4,63}$	$\frac{212,5}{8,92}$	$\frac{30,1}{1,26}$	$\frac{1592}{0,4}$	$\frac{136,5}{35,4}$	392	10	20	3,8	169	14,9
<i>Подготавливаемые к освоению</i>												
Таловское	2535	$\frac{135,7}{5,35}$	$\frac{280}{11,05}$	$\frac{47,3}{1,87}$	$\frac{660}{0,26}$	$\frac{29,3}{34,5}$	-	-	-	-	-	-

ных, рудной нагрузки, геофизических, геохимических) в пределах Змеиногорско-Берёзовогорской площади выделены Петровский, Восточно-Майский, Центрально-Берёзовогорский, Привет, Головинско-Ганьковский поисковые участки. Для них составлены литолого-стратиграфические, литолого-фациальные, геохимические карты и разрезы м-ба 1:5000–1:2000. Определён вещественный состав пород, руд, околорудных метасоматитов. Для выявления вторичных наложенных ореолов рассеяния над полиметаллическими объектами применена методика частичного извлечения рудных и петрогенных химических элементов азотнокислотными вытяжками с масс-спектрометрическим анализом с индуктивно связанной плазмой полученных растворов, что в комплексе с геофизическими исследованиями методом зондирования становлением поля от закреплённого источника позволило уточнить места заложения поисковых скважин. Наибольший интерес в настоящее время представляют Петровский, Восточно-Майский, Центрально-Берёзовогорский участки.

Петровский участок соответствует прогнозно-поисковой модели Зареченского и Среднего месторождений, причём степень сходства весьма высокая. Две рудные зоны локализованы в пределах пород мельничной и одна – заводской свит. Форма рудных зон пластовая или линзовид-

ная, общая протяжённость до 1500 м по простиранию и до 700 м по падению при мощности от 1 до 27 м. Зоны сопровождаются серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми метасоматитами. Минерализация представлена вкрапленностью, гнездами и прожилками сфалерита и галенита с пиритом, реже галенитом. Участок готов к лицензированию. Прогнозные ресурсы отвечают крупному объекту. Расположение вблизи действующего Зареченского ГОКа повышает его инвестиционную привлекательность.

Восточно-Майский участок соответствует прогнозно-поисковой модели Майского месторождения. При поисковом бурении на участке выявлена зона рудной минерализации. Она прослежена между поисковыми линиями V и X по простиранию на расстояние ~1500 м, по падению до 300 м. Её характерная черта – чёткая минералого-геохимическая зональность в виде смены с юго-востока на северо-запад полиметаллической минерализации медно-колчеданной. Сульфиды образуют вкрапленные, гнездово-вкрапленные, прожилковые, реже массивные текстуры, причём прожилки более характерны для верхних уровней, а массивные сульфиды встречаются на глубине, где, как и прожилки, перемежаются с вкрапленными участками. Лицензирование объекта возможно совместно с Майским месторождением. На последнем не-

обходимо провести перестройку разрезов и пересчёт запасов. Как показывает проведённая переоценка между 8 и 12 профилями, это позволит нарастить запасы металлов почти на 50%.

На *Центрально-Берёзовогорском участке* проведено бурение, отстроены литолого-фациальные и литолого-стратиграфические разрезы. Двумя скважинами на глубине ~300 м вскрыта рудная минерализация галенит-сфалеритового состава, которая сопоставляется по простиранию с рудой, выявленной на Тушканихинском месторождении. Лицензирование данного объекта целесообразно совместно с названным месторождением. Привлекательная сторона объекта – высокие содержания золота и серебра в рудах (скв. 29, пробуренная по проекту, вскрыла рудную зону мощностью 18,7 м со средним содержанием Au 2,53, Ag 30,53 г/т).

Суммарные апробированные прогнозные ресурсы, выявленные в результате реализации проекта, составили: по кат. P₁ – руды 25,7 млн т, Cu 106,7, Pb 301,5, Zn 774,3 тыс. т, Au 1592 кг, Ag 285,1 т; по кат. P₂ – руды 100,8 млн т, Cu 353, Pb 747, Zn 2699 тыс. т, Ag 956, Au 52 т.

Приаргунская металлогеническая зона (Забайкальский край) специализирована на золото-серебро-полиметаллическое оруденение и является одним из известных горнорудных районов России. Запасы и добыча металлов приведены в табл. 3. К нераспределённому фонду недр относятся такие месторождения, как Алгачинское, Благодатское, Воздвиженское, Северо-Акатуевское, Октябрьское, Савинское-5, Покровское, Спасское и др., суммарные запасы руды которых по кат. А+В+С₁ составляют 23 726 тыс. т (Pb 457,1, Zn 367,5 тыс. т, Au 3553, Ag 315,1 кг).

При современном уровне добычи обеспеченность запасами составит пять лет. Проектная мощность вводимого в эксплуатацию Нойон-Тологойского рудника 1,2 млн т руды в год с дальнейшим увеличением до 3 млн т. При достижении максимальной проектной мощности обеспеченность запасами не превысит 12 лет. Таким образом, по Забайкальскому краю обеспеченность запасами свинца и цинка критическая.

Выделяются два формационных типа месторождений: золото-серебро-полиметаллический, связанный с мезозойской вулканогенно-осадочной формацией, и серебро-свинцово-цинковый, локализованный в венд-кембрийских карбонатно-углеродисто-терригенных отложениях [6] (рис. 4).

Для первого типа рудовмещающей (возможно, и рудогенерирующей) служит средне-позднеюрская вулканогенно-кремнисто-терригенная геологическая формация. Соотношение в её составе кремнисто-терригенных и вулканогенных отложений определяется, с одной стороны, близостью вулканических аппаратов (субвулканических отложений, относящихся к жерловым фациям вулканизма), с другой – характером и интенсивностью вулканической активности в пределах рудных полей и месторождений.

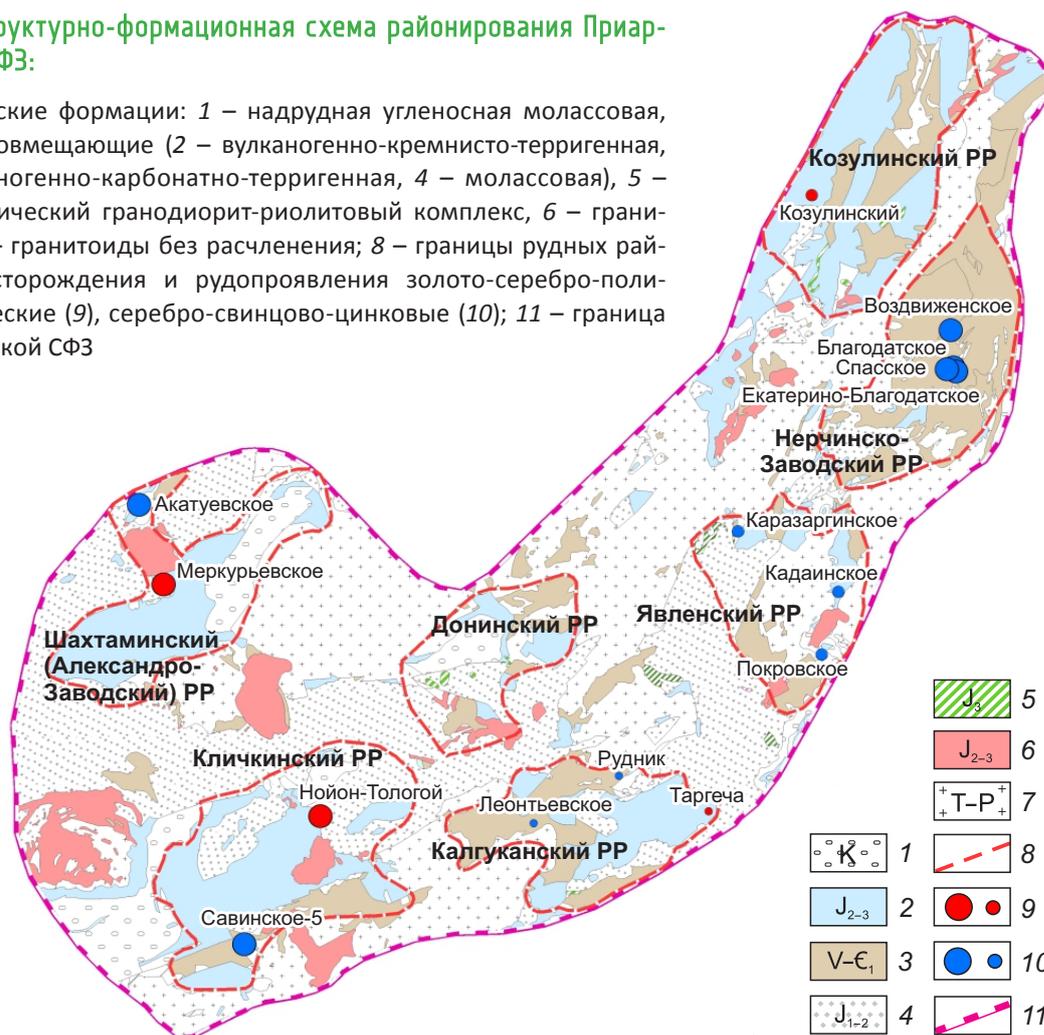
Золото-серебро-полиметаллические или колчеданно-полиметаллические рудные тела представлены стратифицированными и штокверковыми жильными зонами и локализованы в вулканотектонических депрессионных структурах с пологими бортами мульдообразной формы. Становление комплекса вулканогенных пород сопровождалось развитием синвулканических разрывных нарушений. Отмечаются крутопадаю-

3. Балансовые запасы и погашение запасов в месторождениях Приаргунской металлогенической зоны

Месторождения	Запасы в недрах по кат. А+В+С ₁ (на 01.01.2015) Содержание металлов						Погашение запасов					
	Руда	Pb	Zn	Cu	Au	Ag	Руда	Pb	Zn	Cu	Au	Ag
	тыс. т	тыс. т %	тыс. т %	тыс. т %	кг г/т	т г/т	тыс. т	тыс. т	тыс. т	тыс. т	кг	т
Распределённый фонд недр	67 710	413,6	372,7	32	16 796	2058,8	793	20,1	15,3	1	2281	34,6
<i>Разрабатываемые</i>												
ОАО «Новоширокинский рудник»												
Ново-Широкинский	5665	101 1,78	54,1 0,95	С ₂ 32 0,2	11 830 2,09	323,7 57,14	477	13,6	6,2	1	2110	8
ООО «Байкалруда»												
Нойон-Тологой	23 006	271,2 1,18	318,6 1,38	-	4966 0,08	1529,7 66,5	316	6,5	9,1	-	171	26,6

Рис. 4. Структурно-формационная схема районирования Приаргунской СФЗ:

геологические формации: 1 – надрудная угленосная молассовая, 2–4 – рудовмещающие (2 – вулканогенно-кремнисто-терригенная, 3 – вулканогенно-карбонатно-терригенная, 4 – молассовая), 5 – субвулканический гранодиорит-риолитовый комплекс, 6 – гранитоиды, 7 – гранитоиды без расчленения; 8 – границы рудных районов; месторождения и рудопроявления золото-серебро-полиметаллические (9), серебро-свинцово-цинковые (10); 11 – граница Приаргунской СФЗ



щие долгоживущие нарушения, к которым приурочены субвулканические тела, и субсогласные с напластованием вулканитов пологие межпластовые и внутривластовые нарушения. Широко развитая тектоника не приводит к серьёзным дислокационным подвижкам, а сопровождается возникновением сети разноориентированных трещин от субсогласных до крутопадающих, причём последние более поздние по сравнению с первыми. Зоны трещиноватости являются рудовмещающими. Рудные тела и зоны рудной минерализации контролируются синвулканическими нарушениями и связанными с ними зонами трещиноватости. Субсогласные зоны контролируют полого залегающие стратифицированные рудные тела, крутопадающие – секущие напластование штокверковые зоны.

Ко второму типу относятся месторождения серебро-свинцово-цинкового формационного ти-

па, которые приурочены к вулканогенно-карбонатно-терригенной формации венда – раннего кембрия, представленной горизонтами переслаивания известняков, доломитов, углеродсодержащих известняков и углеродистых алевролитов. Рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород в пологих палеовпадинах, тяготеют к контактам известняков с доломитами и углеродистыми алевролитами и контролируются межслоевыми тектоническими нарушениями. Кроме того, для месторождений характерны секущие рудные тела канальной зоны, контролируемые разрывными нарушениями северо-западного направления. Наибольшие перспективы региона связаны с открытием новых месторождений нойон-тологойского типа, основные критерии оценки которых следующие:

- наличие полей развития вулканогенно-кремнисто-терригенной формации и трёх потен-

циально рудоносных субформаций (снизу вверх) – базальт-(андезит)-дацитовый углерод-кремнисто-терригенной, базальт-андезит-дацитовый, терригенной;

- резкая фациальная изменчивость, заключающаяся в смене вулканогенных отложений терригенными, часто на коротких расстояниях. Необходимый признак – резкая изменчивость в соотношении кислых, средних и основных вулканогенных пород;
- циклический характер вулканизма;
- близость вулканических аппаратов (субвулканических отложений, относящихся к жерловым фациям вулканизма) и интенсивность вулканической активности в пределах рудных полей и месторождений; наличие всех фациальных зон – жерловой, прижерловой, промежуточной и удалённой;
- наличие вулкано-тектонических депрессионных структур и вулканических впадин.

В результате проведённых исследований установлено, что в Шахтоминском рудном районе перспективны юго-западное замыкание Александрово-Заводской вулкано-тектонической депрессии (Маньковская площадь) и Клинская впадина, Донинском – краевая часть депрессии, восточнее пос. Дано, Калгуканском – юго-западная и северо-восточная части вулкано-тектонической структуры, Явленском – одноимённая вулкано-тектоническая депрессия.

Ангаро-Большепитская металлогеническая зона (Красноярский край). В пределах зоны создана крупная минерально-сырьевая база цветной металлургии. В ГКЗ СССР разведаны и защищены запасы Горевского цинково-свинцового месторождения. Запасы руд кат. А+В+С₁ составляют на 01.01.2015: Pb 4906,4, Zn 935,0 тыс. т, Ag 3861,2 т. Добыча в 2014 г.: Pb 177, Zn 33,1 тыс. т, Ag 139 т. Несмотря на довольно высокую обеспеченность рудника, экологические и горнодобычные проблемы, связанные с расположением большей части месторождения под рекой Ангарой, могут значительно затруднить дальнейшее его освоение.

Для района характерно развитие отложений нижнего сухопитского и верхнего тунгусикского комплексов [7]. Рудоносны вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенная и углеродисто-кремнисто-карбонатная формации (R₃) низов тунгусикского комплекса, специализированные соответственно на цинково-свинцовое, стратиформ-

ное свинцово-цинковое и колчеданно-полиметаллическое оруденение. Образование рудоносных формаций происходило в зоне шельфа. Вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенные отложения накапливались на склонах и в привершинных частях палеоподнятий, сложенных формациями сухопитского комплекса (рис. 5). Синхронно с ними в сопряжённых палеогибах накапливалась углеродисто-кремнисто-карбонатная формация, т.е. две рудоносные формации находятся по отношению друг к другу в латеральном ряду. Основные рудоконтролирующие структуры – палеогибы и биогермные постройки на склонах палеоподнятий, которые в совокупности с выполняющими их рудоносными субформациями определяют площади рудных полей. Кроме конседиментационных структур, в районе проявлены тектонические и пликвативные. Тектонические нарушения северо-западного направления – долгоживущие, северо-восточные и субширотные синхронны с осадконакоплением и контролируют размещение фаций в пределах формаций. Складчатые деформации осложняют конседиментационные структуры.

Месторождения и рудопроявления района отнесены к трём геолого-промышленным типам: филизчайскому (рассохинский), миргалимсайскому (морянихинский) и атасуйскому (?) (собственно горевский подтип). Широко развиты жильные зоны с полиметаллической минерализацией, являющиеся корневыми частями стратиформных месторождений. Все типы месторождений тесно связаны с вмещающими их геологическими образованиями и вместе с ними образуют вертикально-латеральные ряды.

Прогнозно-металлогенические исследования авторов позволили обосновать перспективы новых крупных месторождений свинца и цинка в пределах Ангарского рудного района. Здесь оценены и апробированы прогнозные ресурсы кат. P₃ – Pb 3,7, Zn 7,5 млн т. Предполагается, что возможно выявление 2–3 крупных объектов с богатыми свинцово-цинковыми рудами с содержанием Pb+Zn на уровне 7–10% и попутного Ag 10–15 г/т.

Салаирская металлогеническая зона (Новосибирская и Кемеровская области, Алтайский край) включает рудные районы и поля, специализированные на полиметаллическое и золотое оруденение (рис. 6). Запасы и добыча металлов

приведены в табл. 4. К нераспределённому фонду недр относятся Ново-Урское, Белоключевское и Самойловское месторождения, суммарные запасы руды которых по кат. А+В+С₁+С₂ составляют 29 532 тыс. т (Pb 29,8, Zn 793,3 тыс. т, Au 22 064, Ag 379,4 кг).

На данный момент добыча практически не ведётся, так как обновляется производство и внедряются новые технологии по глубокой переработке руды. Ранее оценённые прогнозные ресурсы в пределах металлогенической зоны составляют: Zn 4497, Pb 608, Cu 1492 тыс. т.

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные породы во всех рудных районах относятся к вулканогенно-терригенно-карбонатной базальт-риолитовой формации (раннего кембрия). По набору фаций вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных пород формация подразделяется на три субформации:

- нижнюю рифогенную карбонатную (ВТК₁), отвечающую гавриловской свите (Є₁kg-gv);
- среднюю рудоносную вулканогенно-терригенную базальт-риолитовую (ВТК₂), отвечающую печеркинской свите (Є₁рс). Последняя, резко отличается по набору фаций в различных районах;
- верхнюю туфогенно-карбонатно-терригенную (ВТК₃), отвечающую анчешевской свите (Є₁sg-an).

Месторождения приурочены к средней субформации, сложенной преимущественно вулканитами кислого и в меньшей мере основного составов. Разности пород кислого состава представлены главным образом дацитами с резким преобладанием натрия в сумме щелочей и аномально повышенной кремнезёмистостью, ограниченно развиты также грубокластические разности [3]. Подводный характер накопления вулканогенных отложений подчёркивается переслаиванием их с прослоями и линзами осадочных вулканогенно-терригенных, терригенно-карбонатных пород, известняков, углеродсодержащих сланцев и кремнистых сланцев. Породы базальт-андезитобазальтовой группы имеют подчинённое развитие и представлены отдельными линзами андезито-базальтов и базальтов, реже их туфов существенно натриевой серии.

Анализ размещения вулканогенных фаций показывает, что субвулканические и жерловые постройки формировались в линейных зонах и узлах, трассирующих глубинные разломы (Кузнецкая зона, Ариничевский блок и др.), в местах

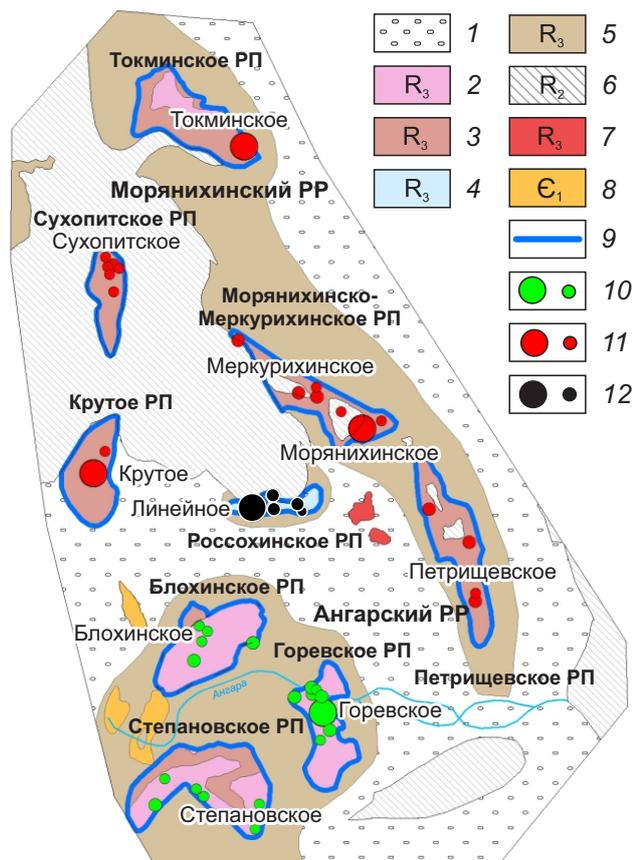


Рис. 5. Структурно-формационная схема районирования Ангаро-Большепитской СФЗ:

геологические формации: 1–5 – отложения Тунгусикского формационного комплекса (1 – надрудная известняково-шлишоидная, 2–5 – рудовмещающие: вулканогенно-кремнисто-глинисто-карбонатная (2), вулканогенно-карбонатно-терригенная (3), углеродисто-терригенно-известковистая (4), углеродисто-глинисто-известковистая латерального ряда с рудовмещающими (5)); 6–8 отложения Сухопитского формационного комплекса (6 – подрудные, 7, 8 – интрузивные гранитовая (7) и ийолит-сиенитовая (8)); 9 – границы рудных полей; месторождения и рудопроявления: 10 – колчедансодержащие цинково-свинцовые, 11 – свинцово-цинковые стратиформные, 12 – колчеданно-полиметаллические

замыкания крупных линейных антиклинальных поднятий и купольных структур (Ангурепский блок). При этом накопление лавовых и пирокластических фаций, возможно, происходило на склонах крупных вулканических аппаратов

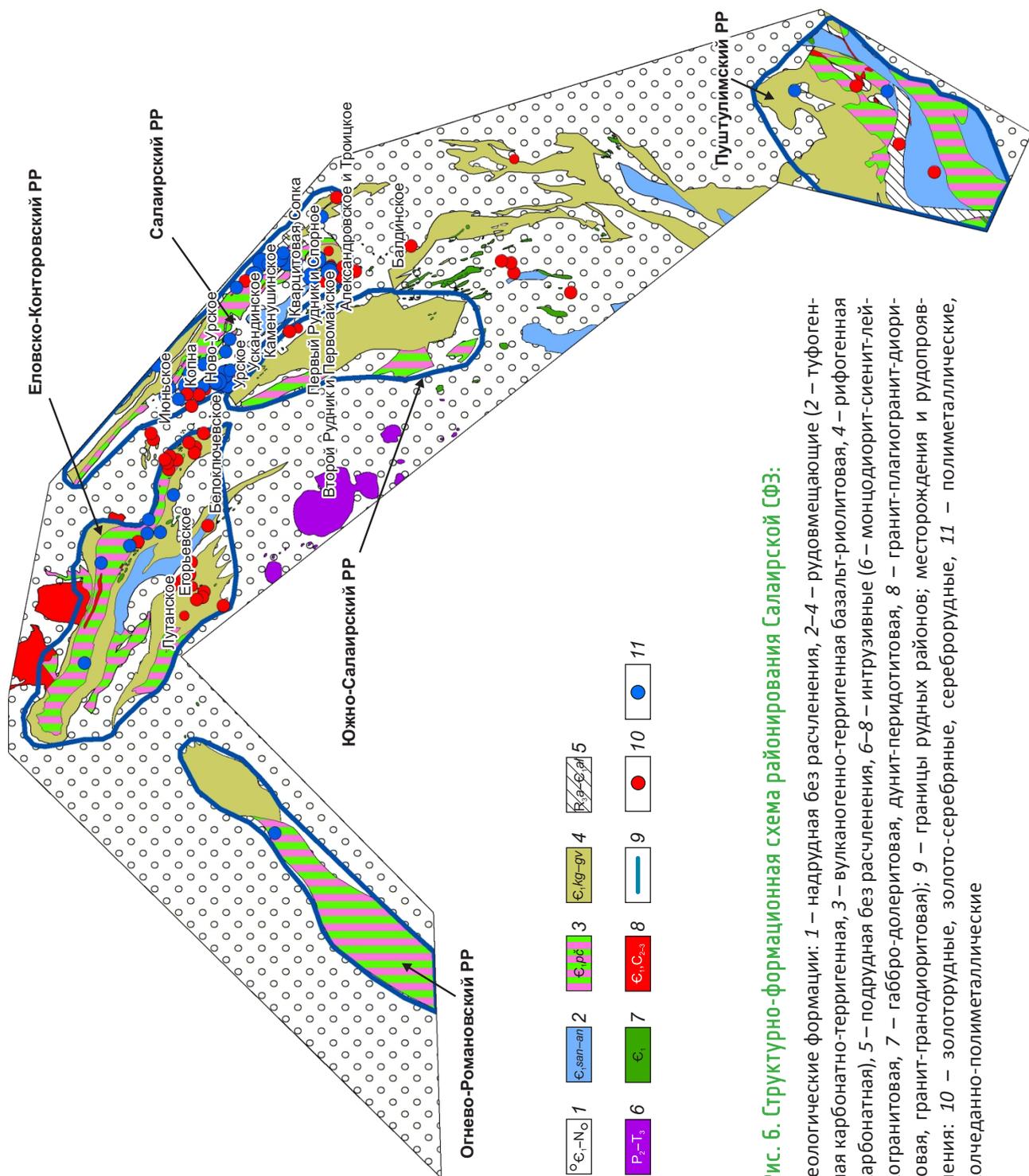


Рис. 6. Структурно-формационная схема районирования Салаирской СФЗ:

геологические формации: 1 – надрудная без расчленения, 2–4 – рудовмещающие (2 – туфогенная карбонатно-терригенная, 3 – вулканогенно-терригенная базальт-риолитовая, 4 – рифогенная карбонатная), 5 – подрудная без расчленения, 6–8 – интрузивные (6 – монцодиорит-сиенит-лейкогранитовая, 7 – габбро-долеритовая, дунит-перидотитовая, 8 – гранит-плаггиогранит-диоритовая, гранит-гранодиоритовая); 9 – границы рудных районов; месторождения и рудопроявления: 10 – золоторудные, золото-серебряные, сереборудные, 11 – полиметаллические, колчеданно-полиметаллические

4. Балансовые запасы и погашение запасов в месторождениях Салаирской металлогенической зоны

Месторождения	Запасы в недрах по кат. А+В+С ₁ (на 01.01.2015)						Погашение запасов					
	Содержание металлов											
	Руда	Pb	Zn	Cu	Au	Ag	Руда	Pb	Zn	Cu	Au	Ag
тыс. т	тыс. т %	тыс. т %	тыс. т %	кг г/т	т г/т	тыс. т	тыс. т	тыс. т	тыс. т	кг	т	
Распределённый фонд недр	16 007	66	406,2	67,7	20 276	233,1	-	-	-	-	-	-
<i>Разрабатываемые</i>												
ЗАО «Салаирский химический комбинат»												
Кварцитовая Сопка	12 958	39,3 0,3	310,6 2,4	-	8385 0,65	89,9 6,94	-	-	-	-	-	-
Каменушинское	-	-	-	56,1 1,4	С ₂ 9554 0,76	С ₂ 33,5 2,65	-	-	-	-	-	-
<i>Подготавливаемые к освоению</i>												
Первомайское	489	2,8 0,57	19,8 4,05	11,6 1,3	483 0,99	29,2 59,7	-	-	-	-	-	-
Первый Рудник	2560	23,9 0,93	75,8 2,96	-	1854 0,72	80,5 31,4	-	-	-	-	-	-

и в прилегающих впадинах. В распространении колчеданных месторождений и рудопроявлений отмечается их приуроченность к областям жерловых, околожерловых и промежуточных фаций риолитоидного вулканизма.

В настоящее время несколько предприятий осуществляют опережающие геолого-геофизические работы по выявлению новых полиметаллических и золоторудных площадей в пределах Салаирского и Южно-Салаирского рудных районов для дальнейших поисков, а в Пуштулимском, Огневско-Романовском и Еловско-Конторовском районах для прогнозно-металлогенических исследований.

Важнейший аспект прогнозно-поисковых и прогнозно-металлогенических исследований – генезис рассматриваемых месторождений. Не вызывает сомнения то, что полиметаллические месторождения формировались синхронно с процессами вулканизма или осадконакопления. При этом механизм образования стратиформных или стратифицированных рудных тел может быть принципиально различным. Широкое развитие согласно залегающих пластовых рудных залежей, слоистые, брекчиевые, колломорфные и фрамбоидальные текстуры и структуры руд, а также участие залежей совместно с вмещающими породами в пликативных дислокациях (Рудный Алтай, Енисейский кряж) указывают на гидротермально-осадочный механизм их формирования. В то же время, наличие признаков эпигенетичности рудообразования – жильные, прожилковые, прожилково-вкрапленные тексту-

ры, широко развитые на месторождениях Восточного Забайкалья и Салаира, позволяет сделать вывод о формировании полиметаллических месторождений этих регионов преимущественно в субмаринных малоглубинных обстановках по модели придонного («subsea floor») отложения рудных залежей в результате метасоматоза и выполнения полостей отслоения слаболитифицированных осадков. Главными факторами рудоотложения при формировании месторождений в придонных условиях небольших глубин (при ограниченном выходе гидротермальных растворов в бассейн седиментации) были вскипание высокотемпературных растворов при входе в область низких давлений, резкое снижение температур и геохимический барьер придонных отложений, насыщенных морскими водами. Субсогласному стратифицированному формированию рудных залежей способствовало также образование структур межслоевых отслоений [2].

Современный облик рудных полей и месторождений связан с интенсивным метаморфизмом как вмещающих пород, так и руд. На Рудном Алтае, Салаире и в Забайкалье проявлен контактовый метаморфизм, связанный со становлением крупных гранитоидных массивов. Контактные изменения образуют довольно мощный ореол роговиков и ороговикованных пород мусковит-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций. На Енисейском кряже вмещающие породы и руды метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Экзоконтактовые изменения, связанные со становлением габбро-диорит-плагиогранит-гранитовой геологической формации, образуют две зоны роговиков и ороговикованных пород мощностью от 50 до 350 м. Контактные роговики имеют зональное строение – наиболее высокотемпературные зоны представлены роговиками гранат-кордиерит-кварц-биотитового состава, которые сменяются кордиерит-кварц-биотитовыми, а затем кварц-биотитовыми. Наиболее интенсивно метаморфизованные зоны отвечают амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма, а остальные – мусковит-роговиковой.

Ороговикованные породы отмечаются на значительном удалении от гранитных массивов (до 3 км), причём при удалении от них площадь развития ороговикованных пород увеличивается, степень ороговикования уменьшается. Состав новообразований тремолит-мусковит-биотитовый иногда с кварцем и эпидотом.

Наряду с вмещающими породами, контактовому метаморфизму подвержены стратиформные и штокверковые рудные тела и сопровождающие их окolorудные метасоматиты. Ранее Г.В.Ручкин выделил три стадии метаморфической эволюции руд: перекристаллизация, частичная мобилизация и образование расплавов [8]. Стадия перекристаллизации проявлена на большинстве месторождений (Корбалихинское, Семёновское, Юбилейное, Захаровское и др.) и выражена в образовании гранобластовых и мозаичных агрегатов руд, преобразовании моноклинного пирротина в гексагональный, новообразовании пирротина и графита за счёт соответственно пирита и углистого вещества. Такие преобразования свидетельствуют о восстановительных обстановках процесса и повышении его кислотности.

Вторая стадия приводит к развитию многочисленных кварц-сульфидных прожилков. Агрессивная флюидно-газовая смесь активно воздействует на первичные руды, частично переводя их в раствор и откладывая в полостях отслоения складок и трещинах.

Температурный режим метаморфических преобразований установлен по результатам гомогенизации первичных включений в гранобластовом кварце и равен 370–410°C. Постоянное присутствие в рудовмещающих углистых алевролитах графита, возникающего при термальном воздействии на углистое вещество (иногда в ви-

де реликтов среди новообразований графита), указывает на тот же температурный интервал. Образование графита за счёт углеводородов в присутствии металлических катализаторов происходит при температуре >400°C. Наличие граната, пироксена и кордиерита в метаморфических породах ряда месторождений говорит о достаточно высокотемпературном режиме метаморфизма начала амфибол-роговиковой фации, которой соответствуют температуры 550–600°C [4]. С регрессивным этапом метаморфизма связано образование специфической сульфидно-окисной ассоциации.

Данные об обстановках формирования, ведения поисков, геолого-генетические аспекты становления полиметаллических месторождений служат основой для комплексирования методов при их прогнозе, поисках, прогнозно-металлогенетических исследованиях, а также создания прогнозно-поисковых комплексов, которые по содержанию, сочетанию методов и очередности их постановки должны соответствовать стадийности геологоразведочного процесса. Прогнозно-поисковый комплекс (ППК) учитывает необходимость выделения прогнозно-металлогенетических категорий разного ранга: металлогенетических зон, рудных районов, потенциальных рудных полей, перспективных участков (месторождений). Созданный нами ППК для полиметаллических месторождений основных горнодобывающих регионов, которым посвящена статья, основан на существующей стадийности геологоразведочных работ. Комплексные геолого-геофизические и геохимические исследования отвечают первому этапу, включающему стадию 1 (региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых). Стадия 1 подразумевает среднemasштабное геологическое картографирование м-ба 1:200 000–1:100 000, крупномасштабное геологическое картирование м-ба 1:50 000–1:25 000. Этап II включает стадию 2 – поисковые работы м-ба 1:10 000. В качестве примера на рис. 7 приведён ППК для поисковой стадии.

Основа данного ППК – литолого-фациальные и палеофациальные карты м-ба 1:10 000, которые сопровождают блоки специализированных геологических работ (модели, рудная нагрузка и т.д.), геохимических и геофизических исследований. Конечным результатом является выделение перспективных участков с оценкой

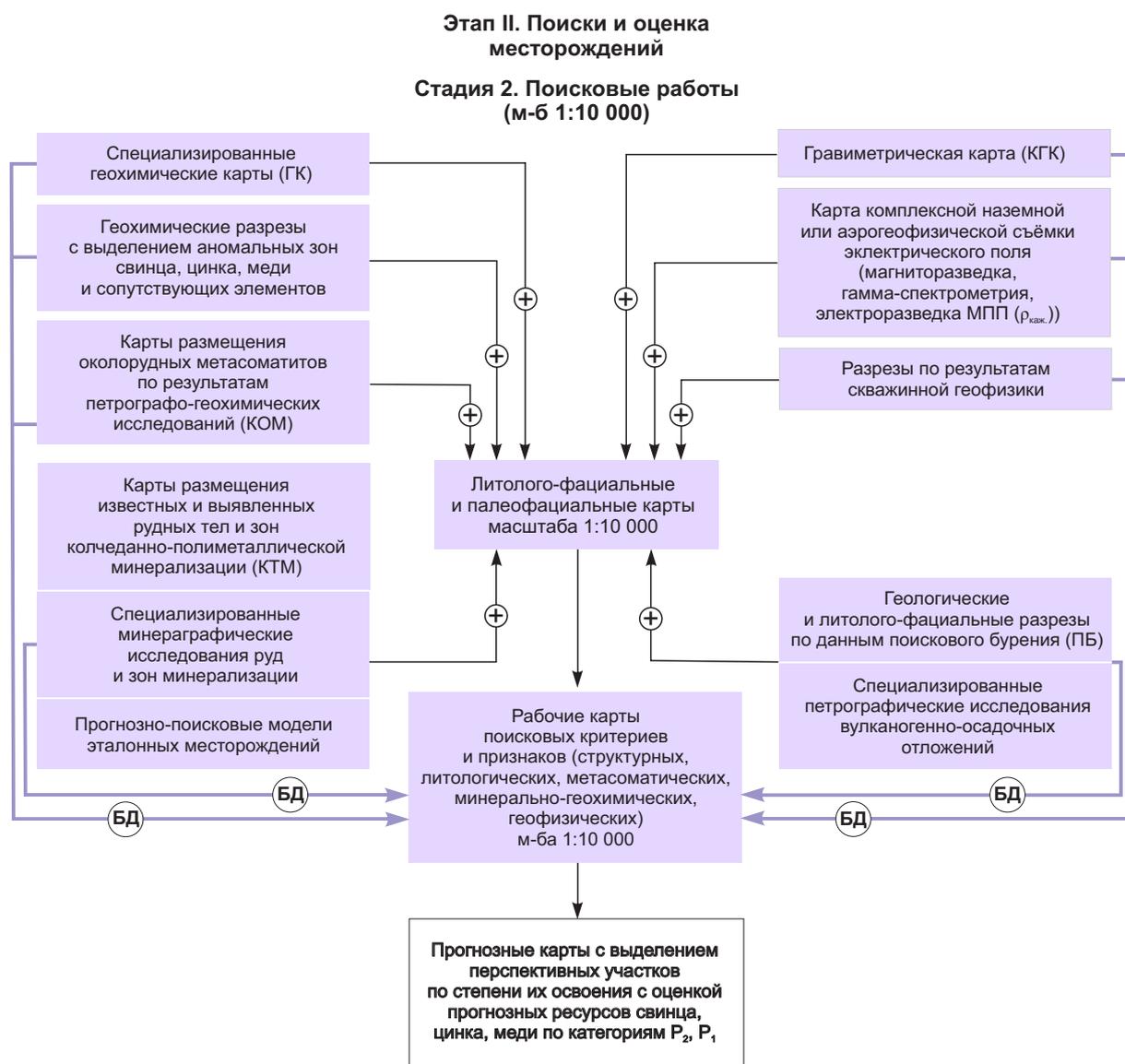


Рис. 7. Оптимальный комплекс методов и методик, применяемый при поисках месторождений свинца и цинка

в их пределах прогнозных ресурсов категории P₁ и P₂. Результаты исследований всеми методами сводятся в фактографические и картографические базы и банки данных (БД), предназначенные для хранения и анализа полученных материалов с применением современных компьютерных технологий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В. Прогнозирование и поиски колчеданно-полиметаллических месторождений – М.: МГУ, 1995.
2. Гаськов И.В., Миронова Н.Ю. Генетическая модель верхнедевонских колчеданно-полиметаллических

месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1988. С. 98–107.

3. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1977. Вып. 367.
4. Добрецов Н.Л., Соболев В.С. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1970.
5. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В. Металлогения и обстановки локализации колчеданно-полиметаллических месторождений в российской части Рудного Алтая // Мат-лы I научно-практической конференции «Геология, геофизика

и минеральное сырье Сибири». Новосибирск, 2014. С. 83–87.

6. Кузнецов В.В., Кузнецова Т.П. Обстановки локализации полиметаллических месторождений Сибири и перспективы развития минерально-сырьевой базы полиметаллических руд // Матлы II научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири». Новосибирск, 2015. Т. 2. С. 193–197.
7. Кузнецов В.В., Кузнецова Т.П. Особенности строения и минерального состава руд Горевского месторождения // Проблемы интенсифика-

ции цветной металлургии края. Красноярск, 1987. С. 36–41.

8. Ручкин Г.В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. – М.: Недра, 1984.

Кузнецов Владимир Вениаминович,
кандидат геолого-минералогических наук
okt@tsnigri.ru

Серавина Татьяна Валерьевна,
кандидат геолого-минералогических наук
tanyaseravina@gmail.com

Корчагина Дарья Александровна
korchagina@tsnigri.ru

MINERAL BASE AND THE LOCALIZATION ENVIRONMENT OF POLYMETALLIC DEPOSITS OF SIBERIA

V.V.Kuznetsov,
T.V.Seravina,
D.A.Korchagina

The state of lead and zinc mineral base in Siberia is considered. The state of reserves and resources of various categories is analyzed. The most prospective regions of the Russian Federation for lead and zinc resource base increase are Rudny Altai, Trans-Baikal region, Yenisei ridge and Salair. They are characterized by well-developed infrastructure, main mining operations are concentrated here. Prospective areas were identified for geological prospecting based on the study of localization environments and the formation of ore fields and deposits of Siberia. A set of methods for their realization on the basis of forecasting-prospecting complex development was presented.

Key words: lead, zinc, mineral base, reserves, inferred resources, Siberia.

У МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы» 13–15 сентября 2017 г.

Воронежский государственный университет и Севастопольский государственный университет при участии ведущих инженерных и экологических организаций в рамках Года экологии проводят конференцию «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы». Цель организуемого мероприятия – привлечение внимания общества к вопросам экологического развития Российской Федерации, сохранения биологического разнообразия и обеспечения экологической безопасности.

СЕКЦИИ:

- Трансформация экологических функций литосферы
- Экологические последствия практической хозяйственной деятельности в геосферах
- Инженерные изыскания на техногенно-нагруженных территориях
- Инновационные технологии в экологии и инженерных изысканиях
- Проблемы техносферной безопасности территорий
- Экологическое образование
- Молодые в науке (для студентов и аспирантов)
- Проблемы техногенно-экологической безопасности и охраны труда, техногенные и экологические риски
- Системы менеджмента в различных отраслях: внедрение, сертификация, аудит

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ: Крым, г. Севастополь, ул. Гоголя, 14, Севастопольский государственный университет.

Заявки и материалы направляются по адресу: conf_ecogeol_2017@mail.ru
Окончание срока подачи заявки: 1 июля 2017 г.

ПЕРСПЕКТИВЫ ГРАНИТОИДОВ БАРАНГУЛОВСКОГО МАССИВА НА ТАНТАЛ-НИОБИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, ЗОНА УРАЛТАУ

В.И.Сначёв

Институт геологии
Уфимского научного центра РАН,
г. Уфа

Рассмотрены геологическое строение Барангуловского габбро-гранитного массива, петрографические и минералогические особенности слагающих его пород, изучены физико-химические условия кристаллизации гранитов, содержания в них тантала и ниобия. Показано, что наибольшими перспективами на редкометалльные элементы обладают лейкократовые грейзенизированные граниты, альбититы и дайки аплитов, расположенные в восточной эндоконтактной зоне Барангуловского массива. Предложены конкретные методы для проведения дальнейших поисковых работ.

Ключевые слова: Барангуловский массив, тантал, ниобий, зона Уралтау, редкометалльная минерализация, граниты, грейзенизация.

Редкометалльные граниты всегда имели важное значение в качестве источника промышленного получения тантала и ниобия. В последнем анализе минерально-сырьевой базы России на эти элементы редкометалльные граниты включены в число основных источников для производства тантала и ниобия. С редкометалльными гранитами связаны также месторождения олова, вольфрама, бериллия, крупнейшие из которых известны в Приморье, Якутии и Забайкалье.

В современных геолого-генетических моделях редкометалльные граниты, в том числе руды, рассматриваются как интрузивные образования. В отличие от обычных гранитоидов массивы редкометалльных гранитов представляют собой малые интрузивы с размерами в плане, как правило, от долей до первых километров. Чаще это пологие тела мощностью до нескольких сотен метров, иногда штоки, реже силлы и дайки.

Считается, что обнаружение разновидности редкометалльных гранитов из любой части сложного ими геологического тела является находкой как минимум рудопроявления, а нередко – месторождения [1]. Образование та-

ких гранитов связывают с финалом развития гомодромных гранитоидных серий – предельных продуктов дифференциации глубинных очагов магмы в умеренно коллизионных обстановках. Интрузивные тела состоят из нескольких фаз становления и могут сопровождаться собственными пегматитами, метасоматитами, гидротермалитами. Часто располагаются между телами обычных гранитов и вмещающими толщами, создавая впечатление магматической, метасоматической и рудной зональности в едином гранитном куполе.

В силу незначительного развития гранитоидного магматизма в пределах западного склона Южного Урала редкометалльное оруденение, как полагалось ранее, для него не характерно. Здесь известно всего несколько относительно крупных кислых интрузий – Барангуловский, Мазаринский, Артлышский (Уралтауский антиклинорий), Бердяушский, Рябиновский, Ахмеровский (Башкирский антиклинорий) массивы, среди которых только первый представлял определённый интерес для поисков тантала и ниобия (рис. 1) [7].

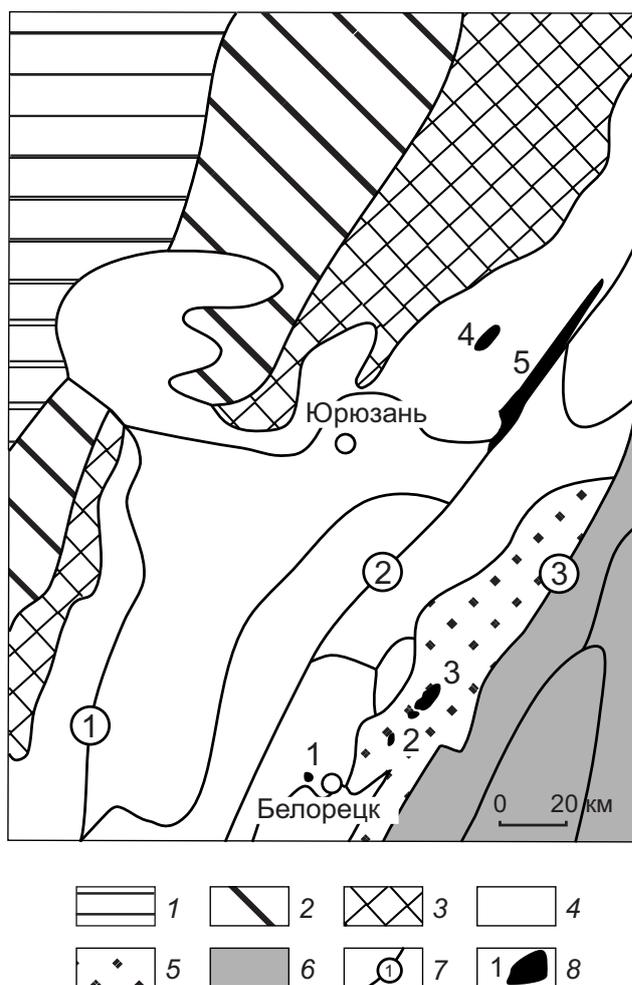


Рис. 1. Геологическая схема расположения гранитных массивов западного склона Южного Урала (по материалам В.И.Козлова и др., 1969 г.):

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предуральский краевой прогиб; мегазоны: 3 – Западно-Уральская, 4 – Центрально-Уральская, 5 – Уралтауская, 6 – Магнитогорская; 7 – разломы (1 – Зильмердакский, 2 – Зюраткульский, 3 – Главный Уральский); 8 – гранитные массивы (1 – Ахмеровский, 2 – Мазаринский, 3 – Барангуловский, 4 – Бердяушский, 5 – Рябиновский)

В структуре Южного Урала зона Уралтау, сложенная позднепротерозойскими (?) максютовским и суваньякским метаморфическими комплексами, занимает краевую часть палеоконтинентального сектора, отделённого от островодужных образований Магнитогорского прогиба Главным Уральским разломом. Последний маркируется на поверхности линейными телами ги-

пербазитов и зоной серпентинитового меланжа [8], включающего блоки вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород палеозойского возраста. Часть восточного крыла Уралтауского антиклинория перекрыта надвинутыми с востока палеозойскими образованиями Магнитогорского прогиба. Западная граница зоны Уралтау с Зилаирским прогибом также тектоническая и определяется надвиговыми нарушениями западного падения и присутствием гипербазитовых массивов в пределах последнего [3].

Барангуловский габбро-гранитный массив расположен в северной части Уралтауской мегазоны в верховьях р. Рясток и ручьёв Городской Ключ, Вишнёвый Дол. Представлен вытянутым в северо-восточном направлении линзовидным телом размером 11×4 км с неоднородным внутренним строением (рис. 2). Гранитная часть массива обнажена в виде узкой полосы в основном вдоль восточной его периферии, а также проявлена небольшими линзовидными телами на западном фланге, тогда как породы габбрового состава слагают южное и северное замыкания массива и наиболее развиты в его центральной части. Породы комплекса имеют интрузивный характер соотношения с отложениями мазаринской свиты ($R_3mz?$), выражающийся, прежде всего, в наличии экзо- и эндоконтактовых ореолов вторичного гидротермального минералообразования.

Граниты преимущественно массивные, средне-крупнозернистые с хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклаза (15–60%), кварца (15–50%), калиевого полевого шпата (10–50%), биотита (2–10%), мусковита (5–40%) [9]. Отмечаются акцессорные примеси апатита, флюорита, сфена, рутила, циркона, ильменита, анатаза, турмалина, монацита. Лейкократовые граниты имеют близкий состав породообразующих минералов, но отличаются значительно меньшим количеством биотита (1–2%) и существенно большей концентрацией первичного микроклина. Другая их особенность – устойчивое присутствие флюорита, накапливающегося в мусковитизированных и альбитизированных разностях в количестве до 2–3%. Абсолютный возраст пород Барангуловского массива, полученный изотопным уран-свинцовым методом по цирконам, составляет для габбро 728 ± 8 , гранитов 723 ± 10 млн лет [6], что позволяет относить интрузивный комплекс к позднему рифею. Авторы

подчёркивают полихронность цирконов Барангуловского массива и допускают более раннее образование габбро по сравнению с гранитами.

В 1964 г. Белорецким отрядом Центрально-Уральской партии в пределах Барангуловского гранитного массива установлено Вишнёвское проявление уран-ториевой минерализации. При его детализации были выделены первичные ореолы концентрации радиоактивных элементов, связанные с коренными выходами грейзенизированных гранитов, и вторичные ореолы рассеяния этих элементов, приуроченные к современным глинистым образованиям. В пробах грейзенизированных гранитов химическим анализом определены до 0,011 Th, до 0,014% U, а спектральным – концентрации Nb 0,01–0,04, Ce 0,6, La 0,3–0,6, Y 0,1–0,3, Yb 0,01%. Как показали исследования, повышенная радиоактивность грейзенизированных гранитов вызвана присутствием в них таких торийсодержащих минералов, как ортит и циркон. Кроме того, минералогическим анализом в пробах обнаружен минерал жёлто-бурого цвета предположительно из группы ниобатов. По результатам работ выделен Барангуловский поисковый участок, расположенный в верховьях р. Рясток и ручьёв Городской Ключ, Вишнёвый Дол.

В дальнейшем детальные работы на этом участке осуществлял В.И.Козлов и др. (1969 г.). Они включали радиометрическое изучение пород с применением горных, буровых и геофизических работ и сопровождалась отбором большого количества штучных, литохимических и металлометрических проб. Проведёнными работами, во многом подтвердившими ранее полученные результаты, было установлено:

- гранитный массив имеет весьма слабый эрозионный срез, что значительно увеличивает его перспективы в отношении поисков редкометальной и радиоактивной минерализации на глубину;
- повышенная радиоактивность и редкоземельно-редкометальная минерализация связаны с метасоматическими изменениями гранитов – грейзенизацией, альбитизацией, микроклинизацией;
- минералогический анализ проб-протолок показал наличие в гранитах акцессорных примесей флюорита, монацита, ксенотима, апатита, сфена, ортита, циркона, ильменита;

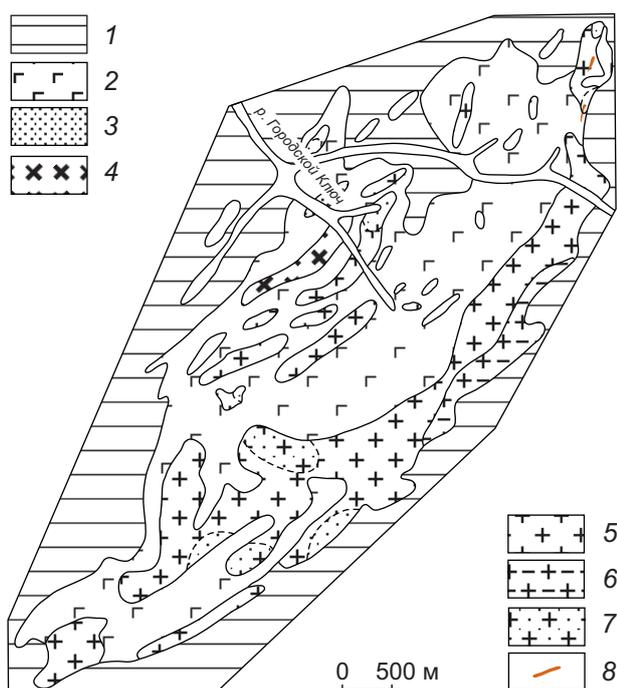


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Барангуловского габбро-гранитного массива (по материалам В.И.Козлова и др., 1969 г.):

1 – мазаринская свита; 2 – габброиды; 3 – гибридные породы; 4 – диориты; 5 – граниты; 6 – гнейсовидные граниты; 7 – грейзенизированные граниты; 8 – дайки аплитов и гранит-порфиров

- зоны повышенного расщепления и изменения гранитоидов и их эндоконтакты содержат высокие концентрации редкоземельных и редкометальных элементов;
- хотя участки с промышленными содержаниями редкометального оруденения не обнаружены, вероятность концентрации редких металлов в эндо- и экзоконтактной зоне гранитной интрузии на сравнительно небольшой глубине (100–150 м) высока.

В результате выполненных авторами в 2001–2008 гг. исследований была выделена в качестве наиболее перспективной на проведение дальнейших поисковых и буровых работ южная часть Барангуловского массива, расположенная в верховьях р. Рясток [9]. Петролого-геохимическое изучение пород показало, что массив принадлежит к формации мезо-гипабиссальных дифференцированных гранитных комплексов, ха-

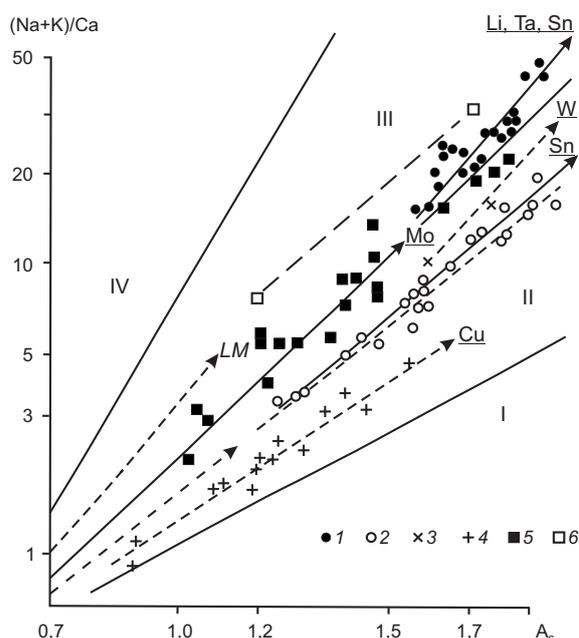


Рис. 3. Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций на диаграмме $(Na+K)/Ca - A_c$:

тренды составов гранитоидов по месторождениям и рудным районам различных регионов мира: 1 – Li, Ta, Sn, 2 – Sn, 3 – W, 4 – Cu, 5 – Mo; 6 – тренд лейкократовых танталоносных гранитов Барангуловского массива; классификационные поля: I – известковое, II – известково-щелочное, III – субщелочное, IV – щелочное; LM – латитовый (монцонитовый) тренд; A_c – универсальный параметр общей кислотности-основности магматитов [2]

рактерных для консолидированных складчатых областей и срединных массивов, где обычно развита редкометалльно-редкоземельная минерализация. На основе петрохимических данных установлено соответствие составов гранитоидов субщелочным магматическим сериям и эталонному Li-, Ta-, Nb-, Sn-тренду рудогенных гранитоидных формаций (рис. 3) [2].

Для оценки условий формирования гранитоидов, как правило, используются три основных параметра: температура гомогенизации включений, давление и концентрация воды в расплаве. Кроме того, важную информацию несут дополнительные параметры – концентрация солей и хлора во флюиде, объём и плотность флюида и т.д. Температура кристаллизации кварца и

наложенных процессов определяется по моменту гомогенизации соответственно расплавных и газовой-жидких включений, а давление – по давлению воды в системе расплав–включение. Наличие расплавных включений свидетельствует о первично-магматической природе гранитоидов Барангуловского массива. Вместе с тем, анализ результатов изучения газовой-жидких включений показывает, что граниты подверглись автометасоматическим изменениям, которые зафиксированы во включениях температурными пиками в 150–170 и 330–350°C.

Для приблизительной оценки глубинности становления гранитов рассматриваемого комплекса составлена диаграмма в координатах $P-T$ (рис. 4), на которую вместе с уралтаускими кислыми интрузивами для сравнения вынесены гранитоиды Монголо-Охотской зоны известных фаций глубинности [5]. Из диаграммы следует, что точки, характеризующие Барангуловский массив, ложатся в область гипабиссальной фации глубинности и расположены между линиями солидуса систем гранит– H_2O и гранит– CO_2 . Давление воды в расплавных включениях, связанное пропорциональной зависимостью с давлением системы в момент кристаллизации расплава, составляет 2,1–5,4 Кбар, температура кристаллизации пород – 830–870°C. Исходя из общепринятых представлений о повышении температуры и понижении давления на верхних уровнях эрозионного среза интрузий [4], можно сделать вывод о становлении барангуловских гранитоидов на гипабиссальном уровне.

Весьма важные характеристики расплава – флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержание в нём хлора, обеспечивающего экстракцию и перенос многих металлов [5]. На большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне в данной работе определено, что в рудоносных гранитоидах, в частности редкометальных, довольно высоки концентрации хлора, воды и растворённых в ней солей. По этим параметрам граниты Барангуловского массива приближаются к лейкократовым редкометальным гранитам завершающих плутонических серий.

Среди кислых интрузивных пород были выделены нормальные граниты, их лейкократовые слюдизированные (микроклин-кварц-альбитовые) разновидности и альбититы завершающей жильной серии (рис. 5).

Кварцевые диориты распространены достаточно ограниченно. В качестве самостоятельных образований они известны только в западной краевой части массива, где слагают единственное тело линзовидной формы размером ~100 м в поперечнике. В виде небольших тел неясной морфологии кварцевые диориты встречаются непосредственно среди гранитов, но здесь они, по-видимому, не имеют самостоятельного значения.

Нормальные граниты слагают самую большую часть кислой интрузии и в наименее изменённых разностях представлены преимущественно массивными средне- и крупнозернистыми породами светло-серого и зеленовато-серого цвета с хорошо различимыми вкрапленниками полевых шпатов, кварца, мусковита, биотита.

Лейкократовые граниты известны в небольшом объёме среди нормальных гранитов. Обычно развиты в зонах интенсивного расщепления и катаклаза. Их характерная особенность – светло-серый до белого цвет, обусловленный высокой концентрацией лейкократовых минералов (полевой шпат (альбит?), кварц, слюда). Структурные соотношения с нормальными гранитами не ясны. Лейкократовые граниты, возможно, являются продуктами динамотермального преобразования нормальных гранитов или поздними дифференциатами гранитной магмы, образующими небольшие куполовидные или дайкообразные тела, претерпевшие постмагматический динамометаморфизм.

Альбититы относятся к породам жильной фазы габбро-гранитного комплекса. Слагают, по-видимому, дайки-апофизы, наследующие зоны скрытых разломов. Два таких дайкообразных тела мощностью ~2 м отмечены в южной части массива вблизи контакта гранитов и габбро-диабазов. Альбититы представляют собой массивные белые мелкозернистые породы, почти полностью состоящие из таблитчатых выделений альбита. Характерная особенность – присутствие вкрапленности магнетита. В этих породах под бинолупой обнаружены мелкие зёрна циркона и бурого минерала, возможно, из группы тантала–ниобия.

Особый интерес представляют лейкократовые граниты, являющиеся поздними дифференциатами гранитной магмы, образующими небольшие куполовидные или дайкообразные тела среди нормальных гранитов. Именно в них ус-

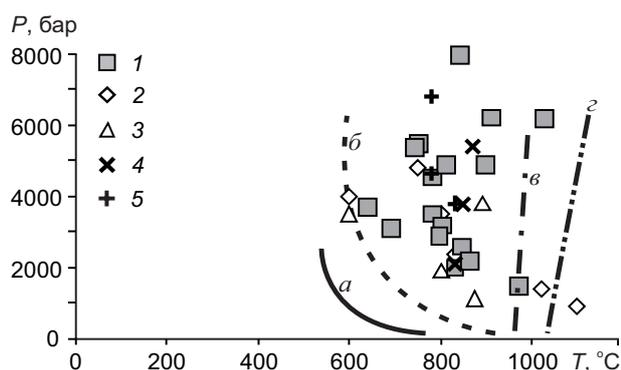


Рис. 4. Вариации температуры кристаллизации и давления флюида для гранитоидов Монголо-Охотской зоны и гранитов барангуловского комплекса:

фации глубинности для гранитоидов Монголо-Охотской зоны: 1 – гипабиссальная, 2 – гипабиссально-приповерхностная, 3 – поверхностная; граниты: 4 – Барангуловский, 5 – Мазаринский массивы; линии солидуса систем: онгонит–H₂O (а), гранит–H₂O (б), гранит–CO₂ (в), «сухого» ликвидуса мусковитового гранита (г)



Рис. 5. Геологическое строение Барангуловской площади с выделенными перспективными участками на поиски тантала и ниобия:

1 – граниты; 2 – лейкограниты грейзенизированные катаклазированные, слюдизированные; 3 – габбро-диабазы; 4 – отложения мазаринской свиты (слюдисто-кварцевые сланцы); 5 – альбититы; 6 – зоны расщепления; 7 – перспективные участки на Ta и Nb

1. Содержания Ta и Nb в гранитоидах Барангуловского участка, % (пробы анализировались спектрально-количественным методом, ВИМС)

Номера проб	Содержания элементов		
	Nb	Ta	Y
1/2	0,01	0,011	-
1/4	0,019	0,0095	-
1/4*	0,01	0,0075	-
1/5*	0,01	0,0078	-
1/5	<0,01	<0,005	0,019
1/8	0,017	0,0075	0,012
2/10	0,01	0,01	-
2/6	0,012	0,0075	-
4/3	<0,01	0,0085	-
4/4*	0,005	0,005	0,0013

тановлена комплексная геохимическая специализация на бериллий, фтор, ниобий и олово, что обычно свойственно редкометальным гранитам микроклин-кварц-альбит-мусковитового состава. В этих гранитах минералогическим анализом обнаружены единичные мелкие зёрна колумбита, а спектрально-количественный анализ штучных проб (АСИЦ ВИМСа, г. Москва) показал в десяти образцах содержания Nb 0,005–0,019, Ta 0,005–0,011, Y до 0,019% (табл. 1) [7]. На двух наиболее грейзенизированных участках в пределах южного окончания Барангуловского массива (см. рис. 5) проведены дополнительные работы по изучению Ta-Nb минерализации. Рентгенорадиометрическим методом выполнено 60 анализов штучных проб (ГЕОХИ, г. Москва, аналитик А.Л.Лоренц) (табл. 2). В результате получены весьма обнадеживающие данные. Так, в 20 пробах выявлены содержания Ta₂O₅ >0,008%, что соответствует нижнему пределу бедных

2. Содержания Ta и Nb в гранитоидах Барангуловского участка, % (пробы анализировались рентгенорадиометрическим методом, ГЕОХИ)

Номера образцов	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Номера образцов	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Номера образцов	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
68	0,014	-	109	0,003	-	130	0,009	0,004
70	0,003	0,003	110	0,007	0,003	131	0,02	0,034
73	0,002	-	111	-	-	132	0,003	0,003
74	0,004	-	112	0,008	-	133	0,01	0,005
78	-	0,002	113	-	0,002	134	0,007	0,002
79	-	0,006	114	0,011	0,006	135	0,008	0,003
83	0,003	0,001	115	0,004	0,001	136	0,009	0,002
84	0,001	0,001	116	0,004	0,001	137	0,006	0,003
85	-	0,003	117	0,004	0,003	138	0,005	0,001
86	0,007	-	119	0,006	-	139	0,007	0,003
87	0,021	0,001	120a	0,012	0,001	140	0,01	0,002
97	-	-	121	0,006	-	141	0,003	0,002
98	0,001	0,046	122	0,004	0,046	142	0,009	0,003
99	0,001	0,01	123	0,0015	0,01	143	0,01	0,001
101	0,002	0,006	124	0,008	0,006	144	0,0015	-
103	0,004	0,006	125	0,008	0,006	145	0,003	0,001
104	0,003	0,009	126	0,009	0,009	102	-	0,002
106	0,002	0,005	127	0,008	0,005	105	-	0,001
107	-	0,005	128	0,009	0,005	118	0,002	0,001
108	0,001	0,0012	129	0,005	0,003	120б	0,009	0,004

руд на редкоземельных месторождениях. Наибольшие содержания Ta_2O_5 в пробах достигают 0,021, Nb_2O_5 – 0,046%.

Кроме того, в грейзенизированных гранитах взяты три пробы-протоочки массой 5 кг. Они проанализированы спектрально-количественным методом в АСИЦ ВИМСа. Результаты исследований следующие: проба 5068 (Ta_2O_5 0,0016, Nb_2O_5 0,0145%); проба 5069 (Ta_2O_5 0,0027, Nb_2O_5 0,0300%); проба 5070 (Ta_2O_5 0,0026, Nb_2O_5 0,0250%). Таким образом, уже первые предварительные исследования грейзенизированных пород Барангуловского массива позволяют говорить о необходимости продолжения поисковых работ, результатом которых должно стать оконтуривание рудных тел в пределах выделенных перспективных участков.

По аналогии с известными рудно-магматическими системами редкометалльных гранитов [1] дальнейшие поисковые работы в пределах Барангуловского массива должны быть направлены на выявление исключительно малых интрузий, силлов или даек, пространственно расположенных между телами обычных гранитов и вмещающими толщами. В первую очередь следует предпринять поисковые работы на южном окончании массива, где установлены промышленные содержания ниобия и тантала. Для успешного решения этой задачи в условиях весьма слабой обнаженности важно комплексировать несколько методов прогноза, основанных на различных оценочных критериях. Наиболее эффективным здесь может оказаться совместное применение методов минералогической, гамма-спектрометрической и шлиховой съёмок в комплексе с различными модификациями морфоструктурного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В. Так что же такое «редкометалльный гранит»? // Зап. Всеросс. минер. об-ва. 1999. Ч. СХХVIII. № 6. С. 28–40.
2. Бородин Л.С. Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu / Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 3–26.
3. Ковалев С.Г., Сначев В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). – Уфа: УНЦ РАН, 1998.
4. Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998.
5. Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Р-Т условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 497–511.
6. О возрасте барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала / А.А.Краснобаев, В.И.Козлов, В.Н.Пучков и др. // Геологический сборник. 2007. № 6. С. 7–16.
7. Первые находки Ta-Nb минерализации в гранитоидах западного склона Южного Урала / В.И.Сначев, Д.Е.Савельев, А.В.Сначев и др. // ДАН. 2012. Т. 445. № 4. С. 441–444.
8. Платиноносность гипербазитовых массивов Башкирской части зоны Главного Уральского разлома / С.Е.Знаменский, С.Г.Ковалев, В.И.Сначев и др. // Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан. 1994. С. 57.
9. Рыкус М.В., Сначев В.И., Бажин Е.А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2011. № 5. С. 282–301.

Владимир Иванович Сначёв,
доктор геолого-минералогических наук
SAVant@inbox.ru

GRANITE PROSPECTS OF BARANGULOV MASSIF FOR TANTALUM-NIOBIUM MINERALIZATION, URALTAU ZONE

V.I.Snachev

This article briefly reviewed the geological structure of Barangulov gabbro-granite massif, petrography and mineralogy of the rocks composing it. The physical-chemical crystallization conditions of granites, their tantalum and niobium content was studied. It is shown that the greatest prospects for the rare metal elements exist in leucocratic greisenized granite, aplite dikes and albitites located in the eastern endocontact zone of Barangulov array. The article suggests specific methods for further prospecting.

Key words: Barangulov massif, tantalum, niobium, rare-metal mineralization, granite, greisenization, Uraltau zone.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РУДАХ ВИЛЮЧИНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА

В.М.Округин,
К.О.Шишканова,
Т.М.Философова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

Вилючинское золото-серебро-полиметаллическое рудопроявление – один из наиболее перспективных объектов Южно-Камчатского горнорудного района – отличается сложным минеральным составом руд. Применение новейших методов локального физико-химического анализа позволило впервые: детально охарактеризовать типоморфные особенности сульфидов Fe, Zn, Pb, Ag и Sb, блеклых руд; привести данные о теллуридах, селенидах Ag, Au, Hg; выделить среди блеклых руд три минеральных вида и семь внутривидовых разновидностей; установить присутствие редких и рассеянных элементов – In (блеклые руды, сфалерит), Se, Te, Bi (блеклые руды), As, Pb, Bi, Sb, Cu (пирит); оценить температуры и состав рудообразующих растворов.

Ключевые слова: типоморфизм, руда, самородное золото, пирит, блеклые руды, сфалерит, индий, клаусталит.

Вулканогенные гидротермальные и, в первую очередь, эпитермальные золото-серебряные месторождения кайнозойских островных дуг Тихоокеанского Огненного Кольца относятся к числу наиболее важных и перспективных источников драгоценных металлов. Компактные рудные тела с высокими содержаниями золота и серебра, позволяющие применять новейшие технологии разработки с попутным извлечением промышленно важных компонентов (In, Ga, Ge, Hg, As, Sb, Se, Te, Cu, Pb, Zn и др.), становятся всё более и более привлекательными для ведущих горнорудных компаний. Тем более, что они, как правило, с глубиной сменяются медно-порфировыми.

На территории Камчатского края в пределах четырёх разновозрастных вулканических поясов известно до 400 золоторудных проявлений и точек минерализации, многие из которых представляют практический интерес для горноруд-

ной промышленности [5, 6]. На базе коренных жильных месторождений золота в настоящее время действуют три горно-обогатительных комбината: Агинский (золото-теллуридное Агинское, ЗАО «КамГолд»), Асачинский (золото-серебряное Асачинское, ЗАО «Тревожное Зарево»), Аметистовый (золото-серебряное Аметистовое, ОАО «Золото Камчатки»). Одним из наиболее привлекательных в экономическом отношении считается Южно-Камчатский горнорудный район (ЮКГРР), примыкающий непосредственно к Петропавловск-Елизовской агломерации. В его пределах располагаются месторождения Родниковое, Мутновское, Асачинское и многочисленные рудопроявления, включая Вилючинское (рис. 1).

Вилючинское Au-Ag-полиметаллическое рудопроявление находится в 35 км от пос. Термальский, связанного автотрассой с городами Елизово и Петропавловск-Камчатский. Террито-

рия сравнительно хорошо изучена, отличается удовлетворительной оснащённостью, достаточно развитой дорожной сетью, соединяющей краевой центр с Мутновским геотермальным комплексом (62 МВт) и Асачинским ГОКом [8]. Поисково-разведочные работы на площади рудопроявления, включая проходку каналов, траншей и скважин, проводились с 1976 по 1991 гг. и с развалом СССР прекращены. Более того, практически весь каменный материал (кern скважин, эталонные образцы каналов и траншей) был полностью утрачен. Авторы пользовались коллекциями, собранными в ходе тематических научно-исследовательских работ по хоздоговорной тематике с ОАО «Камчатгеология» в период с 1975 по 1986 гг. и контрольно-ревизионных маршрутов 2010–2015 гг.

Рудопроявление располагается в зоне сочленения Восточно-Камчатского и Центрально-Камчатского вулканических поясов с Малко-Петропавловской зоной поперечных сбросо-глыбовых дислокаций, которая характеризуется интенсивной магматической (вулканической) и гидротермальной деятельностью, начавшейся >20 млн лет назад и продолжающейся по настоящее время [10, 15]. Современным выражением этой активности служат действующие вулканы Мутновский, Горелый и разнообразные по составу, масштабам и возрасту гидротермальные системы [8]. В геологическом строении территории участвуют полифациальные вулканические, интрузивные, вулканотерригенные образования олигоцен-четвертичного возраста.

Вилючинское рудопроявление находится в 4–7 км к северо-западу от продуктивных жильных зон месторождения Родниковое. В своё время рассматривалось в качестве одного из перспективных рудных объектов, входящих в состав одноимённого рудного поля. По мнению авторов, существенные различия в морфологии, строении рудных зон, минеральном и химическом составе руд, возрастных характеристиках месторождения Родниковое и рудопроявления Вилючинское выходят за пределы общепринятых представлений о «рудных полях» [10]. На данной стадии геологической изученности предлагается считать рудопроявление самостоятельным, относящимся к типичным вулканогенным гидротермальным среднетемпературным близповерхностным жильным золото-серебро-полиметаллическим объектам ЮКГРР. Возможно,

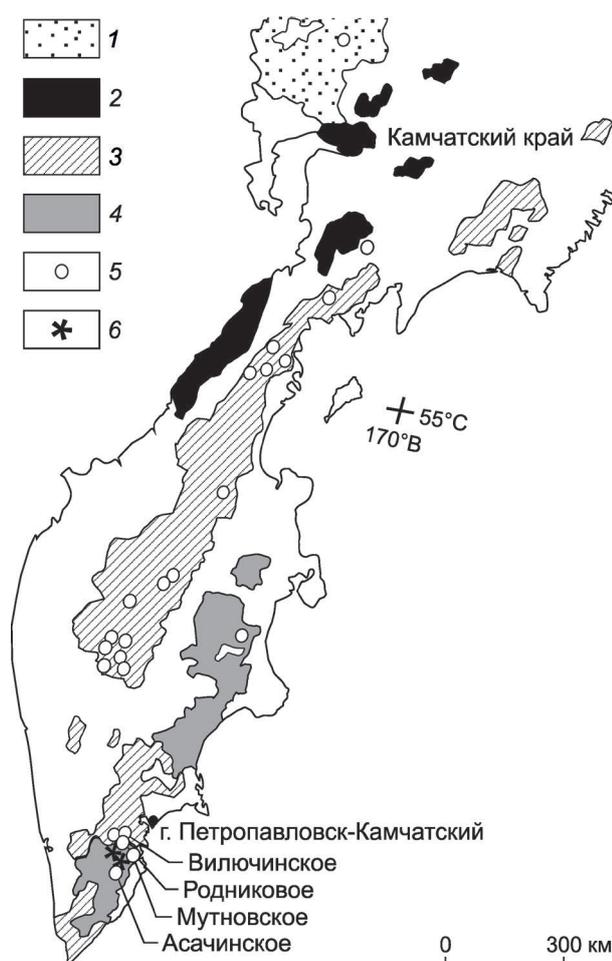


Рис. 1. Схема локализации орогенных вулканических поясов (составлена с использованием [10]):

орогенные вулканические пояса: 1 – Охотско-Чукотский, 2 – Корякско-Западно-Камчатский, 3 – Центрально-Камчатский, 4 – Восточно-Камчатский; 5 – золото-серебряные месторождения; 6 – действующие вулканы (Мутновский, Горелый)

в будущем, при дальнейших геологоразведочных работах, оно приобретёт масштабы рудного поля.

Комплексные минералого-геохимические исследования выполнялись в лаборатории вулканогенного рудообразования и Аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии (г. Петропавловск-Камчатский), Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (г. Москва). Минеральный и химический составы руд, морфология, микроструктура, химизм, микронеоднородность минералов изучались с помощью методов клас-

сической минералогии и минераграфии (прецизионные микроскопы Axioskope 40, Carl Zeiss; Eclipse LV 100 pol Nikon, Япония) и физико-химического анализа. Для выяснения микростроения и особенностей распределения элементов-примесей в минералах применялись методы аналитической сканирующей электронной микроскопии на приборе Vega 3 Tescan с энергодисперсионным и волновым спектрометрами Oxford Instruments X-max 50 мм². Эталоном служили искусственные стандарты штатного комплекта. Химический состав минералов на естественных сколах и полированных поверхностях изучался при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 917 пА. Для получения более корректных результатов определения химического состава и выявления степени однородности-неоднородности минералов привлекался электронно-зондовый микроанализатор Camebax 244 с четырьмя волновыми и одним энергетическим (X-max с электрическим охлаждением, рабочей площадью 80 мм², Oxford Instruments) спектрометрами. Условия анализа: эталоны – самородные металлы, сульфиды; химический состав минералов определялся посредством возбуждения атомов химических элементов тонко сфокусированным пучком электронов (3,0–5,0 мк), ускоренных до 25 кЭв при токе пучка 25–50 нА. Эксперименты с газожидкими включениями осуществлялись с помощью криотермокамеры (Linkam THMSG 600, Великобритания) в комплекте с оптическим микроскопом (Nikon, Япония) при температурах от 196 до 600°С. Содержания макро- (SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, MgO, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅) и микроэлементов (Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Ce, Pb, Th, U) определялись с помощью волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра S4 PIONEER фирмы «BRUKER» (Германия), снабжённого рентгеновской трубкой с торцевым окном и родиевым анодом.

Руды Вилючинского рудопроявления отнесены И.Д.Петренко к золото-серебро-полиметаллическому минеральному типу [10]. В большинстве случаев они представляют собой кварц-карбонат-адуляровую жильную массу с неравномерным распределением (от 1–2 до 20–30%) рудных минералов. Для них обычны незначительные концентрации Cu, As, Zn, Pb, которые достигают максимальных значений в

обогащённых сульфосолями разностях (соответственно 13 296, 6176, 4659, 126 ppm). Содержания K₂O от 0,15 до 3,19 вес. % (табл. 1).

Руды обладают типичным для гидротермальных вулканогенных золото-серебро-полиметаллических объектов Южной Камчатки сравнительно широким разнообразием текстур. Среди них по масштабам распространения выделяются гнездово-вкрапленная, прожилково-вкрапленная, густо вкрапленная, сетчатая, полосчатая, крустификационно-полосчатая, кокардовая, брекчиевая, брекчиевидная и массивная разновидности. Ведущая роль принадлежит вкрапленным: от убого вкрапленных, гнездово-вкрапленных до густо вкрапленных, прожилково-сетчатых. Различия обусловлены масштабами, размерами и структурной позицией агрегатов рудных минералов в кварц-адуляр-карбонатной массе. Прожилково-вкрапленная – сочетание прожилковой и вкрапленной типов текстур. Как правило, разноориентированные кварцевые, реже кварц-карбонатные прожилки мощностью до 5–10 мм сопровождаются вкрапленностью пирита, сфалерита и галенита размерами 1,0–2,0 мм (рис. 2).

Брекчиевая и брекчиевидная текстуры практически не уступают в своём развитии выше названным. Тектурный рисунок образован обломками как гидротермально изменённых вмещающих вулканитов, так и микрокварцитов, сцементированных более поздним кварцевым агрегатом с гнёздами, кокардами, прожилками сульфидов кварц-пиритовой, кварц-карбонатной ассоциаций (см. рис. 2). Размеры обломков изменяются от 2–3 мм до первых сантиметров.

Полосчатая, колломорфно-полосчатая, кокардовая разновидности сложены кварц-адуляр-сульфидной, кварц-адуляр-блекловорудной, блекловорудно-сфалеритовой и блекловорудной минеральными ассоциациями. Представляют собой чередование полос различного состава: от простых – кварцевых, кварц-адуляровых до более сложных комбинаций блеклых руд и сульфидов, отличающихся друг от друга количеством, размерами гнёзд и взаимоотношениями вплоть до причудливо изгибающихся кварц-карбонат-адуляровых полосок с «кружевными» агрегатами блеклых руд и сфалерита (см. рис. 2). Мощность полос колеблется от нескольких миллиметров до 1–2 см. Наиболее распространены комбинированные текстуры, обусловленные со-

1. Химический состав руд, по данным РФА

Элементы	Предел обнаружения	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂		81,50	89,30	83,70	77,50	88,30	81,50	95,30
TiO ₂		0,20	0,02	0,14	0,53	0,05	0,02	0,02
Al ₂ O ₃		10,30	1,12	3,64	13,40	4,19	2,53	2,20
Fe ₂ O ₃		0,10	3,81	3,63	0,61	1,44	1,86	1,01
FeO		0,80	0,76	1,18	0,85			
MnO		0,05	0,02	0,02	0,02	0,08	0,02	0,01
CaO		0,07	0,05	0,06	0,19	0,74	0,08	0,05
MgO		0,54	0,14	0,21	0,08	0,70	<0,01	<0,01
Na ₂ O		0,28	0,28	0,28	0,27	0,29	0,51	0,17
K ₂ O		2,88	0,15	0,74	3,19	2,53	0,21	0,16
P ₂ O ₅		0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01
S		0,14	1,80	2,18	0,41	0,04	<0,01	<0,01
F		<0,01	0,28	<0,01	0,02	<0,01	–	–
ППП		3,09	2,80	4,08	3,50	1,74	2,65	1,04
Σ		99,97	100,55	99,88	100,60	100,11	89,41	98,96
Sc	1,5	3	3	5	17	2	90	8
V	1,6	0	0	36	0	12	18	14
Cr	2,8	0	0	343	673	609	1122	985
Ni	1,6	2	7	7	4	356	0	4
Cu	2,1	80	139	607	147	507	13 296	26
Zn	1,6	393	8	107	128	33	4659	15
As	2,3	<ПО	0	26	138	4	6176	117
Rb	0,8	93	2	24	103	82	0	0
Sr	0,8	16	19	28	44	89	16	22
Y	0,9	13	4	4	13	2	4	8
Zr	1,4	107	3	17	138	5	0	5
Nb	0,9	8	4	6	6	2	6	4
Mo	3,0	8	13	38	10	2	62	6
Ba	4,9	416	0	12	122	309	50	0
La	4,5	6	0	2	12	0	0	0
Ce	4,6	46	21	20	34	23	17	17
Pb	1,4	148	79	126	174	16	54	20
Th	1,2	23	14	17	20	5	76	10
U	1,5	0	0	0	3	0	0	0

Примечание. Аналитики – Н.И.Чеброва, В.М.Рагулина (Аналитический центр ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский). Оксиды, S, F – вес. %, остальные – ррт; для 5–7 – значения Fe_{общ.}; «–» не определялись.

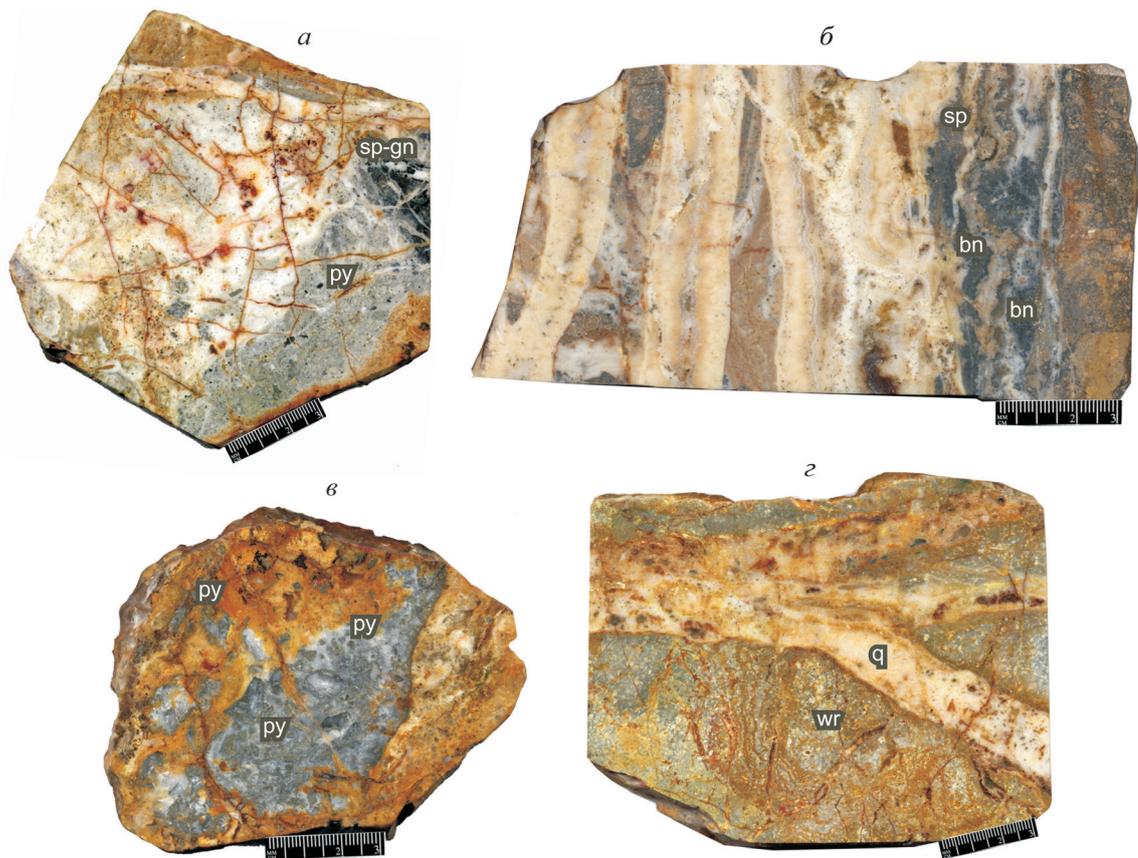


Рис. 2. Комбинированные текстуры руд (полированные шлифы):

а – гнездово-вкрапленная; *б* – сочетание полосчатой, колломорфно-полосчатой, брекчиевая, брекчиевидная, кокардовая; *в* – брекчиевая с элементами кокардовой и прожилковой; *г* – брекчиевая, прожилково-сетчатая; *py* – пирит; *sp* – сфалерит; *gn* – галенит; *bn* – блеклые руды; *q* – кварц; *wr* – гидротермально изменённые андезиты

четанием брекчиевых и колломорфно-полосчатых разновидностей.

Структуры руд – кристаллически-зернистые, коррозионные и катакластические. Группа кристаллически-зернистых структур представлена аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой, интерстициальной, эмульсионной. Различия между ними обусловлены разной степенью идиоморфизма сульфидов (пирита, сфалерита, халькопирита), катаклаза и взаимоотношениями с второстепенными и редкими рудными минералами, в первую очередь, – блеклыми рудами. Эмульсионные структуры распада твёрдых растворов (микровключения халькопирита в сфалеритовой матрице) встречаются достаточно редко. Коррозионные структуры – скелетная и графическая – обусловлены процессами замещения одних минералов

другими. Группа катакластических структур включает дендритную и собственно катакластическую, образованные в процессе дробления кристаллов и агрегатов сульфидов с нарушением их сплошности при последующей цементации кварцем (рис. 3, б). Такие структуры имеют подчинённое развитие. Среди оригинальных разновидностей заслуживают внимания структуры краевых эндогенных и экзогенных каёмок. Эндогенные краевые каёмки образованы «тонкозернистыми ореолами» блеклых руд вокруг сульфидов. Формирование экзогенных краевых каёмок связано с окислением галенит-халькопиритовых агрегатов и появлением вокруг них вторичных медьсодержащих минералов (халькозина).

Минеральный состав руд Вилучинского рудопроявления сложнее и разнообразнее, чем

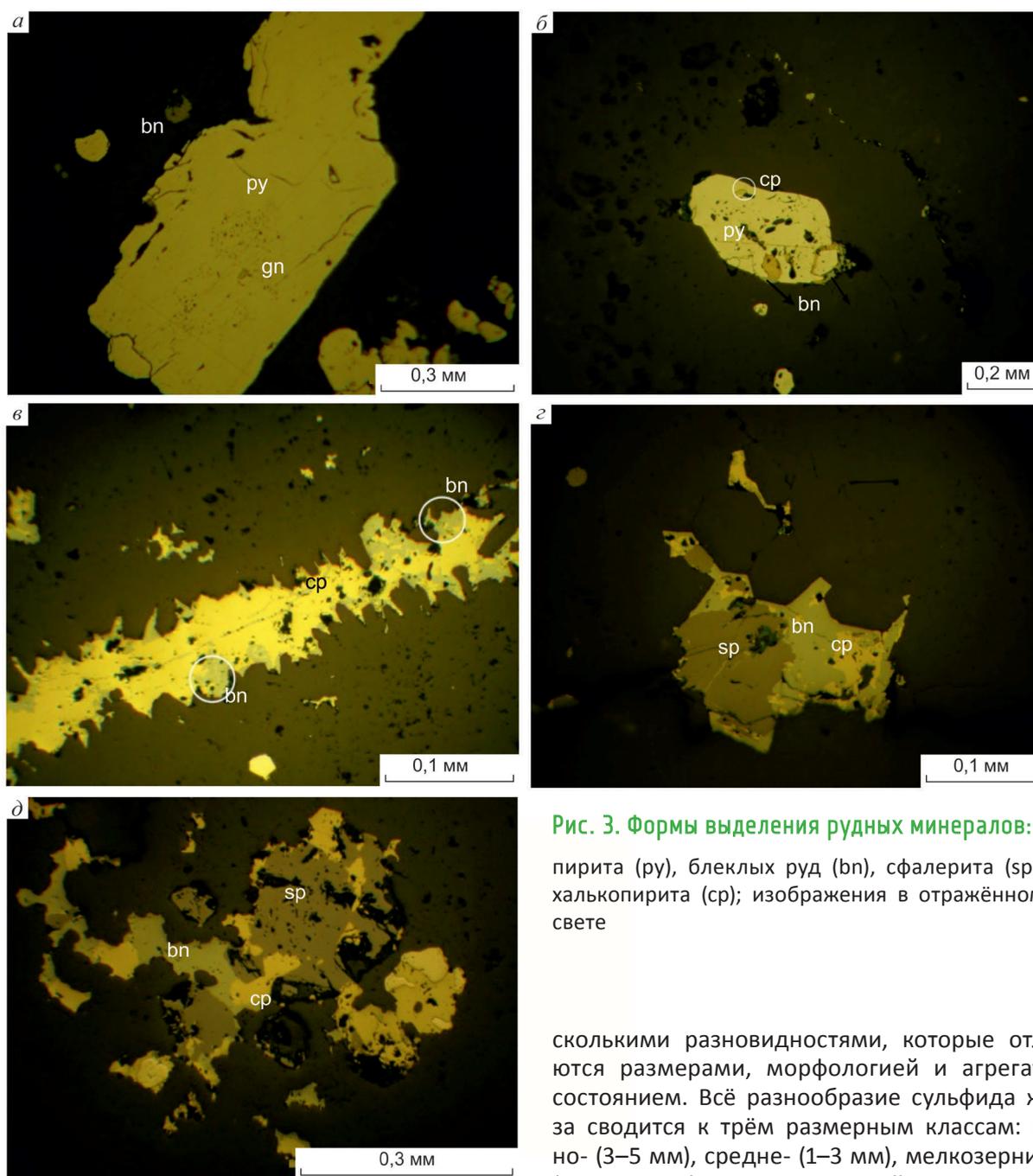


Рис. 3. Формы выделения рудных минералов:

пирита (py), блеклых руд (bn), сфалерита (sp), халькопирита (cp); изображения в отражённом свете

считалось ранее [10]. Применение новейших методов физико-химического анализа позволило авторам значительно расширить представления о составе руд и слагающих их минералов (табл. 2).

Пирит – наиболее распространённый рудный минерал. Размер его зёрен варьирует от 0,1–0,2 (мелкие пойкилитовые включения) до 3–5 мм (отдельные зёрна). Представлен не-

сколькими разновидностями, которые отличаются размерами, морфологией и агрегатным состоянием. Всё разнообразие сульфида железа сводится к трём размерным классам: крупно- (3–5 мм), средне- (1–3 мм), мелкозернистый (менее 1 мм). Крупнозернистый пирит – единичные идиоморфные кристаллы с чёткими гранями, ассоциирующие иногда со сфалеритом и халькопиритом. Среднезернистый образует скопления в виде гнёзд различных размеров (1–3 мм). Для него характерны минеральные ассоциации с блеклыми рудами и сфалеритом, галенитом (см. рис. 3). Мелкозернистый пирит – гипидиоморфный с размерами 0,1–0,3 мм. Часто корродирован оксидами и гидроксидами Fe, несёт признаки катаклазирования. Микро-

2. Минеральный состав руд

Распространённость минералов	Гипогенные		Гипергенные
	рудные	нерудные	
Главные	Пирит FeS ₂	Кварц SiO ₂	Оксиды и гидроксиды железа, симплезит Fe ²⁺ ₃ (AsO ₄) ₂ ·8H ₂ O**
Второстепенные	Сфалерит ZnS, галенит PbS, блеклые руды, теннантит Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃ , тетраэдрит Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ , голдфилдит Cu ₁₀ Te ₄ S ₁₃ [*] , Se-голдфилдит Cu ₁₀ Te ₄ (Se,S) ₁₃ [*] , аннивит Cu ₁₀ (Fe,Zn) ₂ (As,Bi) ₄ S ₁₃ [*] , халькопирит CuFeS ₂	Адуляр KAlSi ₃ O ₈ , кальцит CaCO ₃ , барит BaSO ₄	Англезит PbSO ₄ , смитсонит ZnCO ₃ , церуссит PbCO ₃ , гипс CaSO ₄ ·2H ₂ O, сложные оксиды железа, сурьмы, свинца
Редкие	Гринокит CdS [*] , халькозин Cu ₂ S, ковеллин CuS, борнит Cu ₅ FeS ₄ , энаргит Cu ₃ AsS ₄ [*] , аргентит Ag ₂ S [*] , антимонит Sb ₂ S ₃ [*] , полибазит (Ag,Cu) ₁₆ Sb ₂ S [*] , гессит Ag ₂ Te [*] , калаверит AuTe [*] , петцит Ag ₃ AuTe [*] , колорадоит HgTe [*] , науманнит Ag ₂ Se [*] , клаусталит PbSe [*] , самородное золото Au, рокезит CuInS ₂ [*] , ходрушит Cu ₈ Bi ₁₂ S ₂₂ [*] , висмутин Bi ₂ S ₃ [*] , штрмейерит AgCuS (?) [*]	Хлорит (Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆ , эпидот Ca ₂ Al ₂ Fe(SiO ₄) ₃ OH, серицит KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	Сложные оксиды железа с мышьяком, сурьмой, серой, малахит Cu ₂ (CO) ₃ (OH) ₂

* Впервые диагностированы авторами на Вилючинском рудопроявлении.

** Первая находка на Камчатке.

трещины залечены более поздним кварцем. Нередко обрастает ковеллином и блеклыми рудами.

По химическому составу выделяются две группы, отличающиеся степенью химической однородности: стехиометричный однородный практически чистый, соответствующий теоретическому составу, и неоднородный, содержащий элементы-примеси, вес. %: 5,52 As, 3,85 Pb, 2,62 Sb, 1,07 Cu, 0,21 Bi (табл. 3). Неоднородное строение связано с локальным концентрированием перечисленных выше элементов-примесей в виде аномальных микроучастков, обусловливающих, как правило, зональное строение, которое выявляется с помощью электронно-зондовых методов (рис. 4, а–в). Пересчёт на формульные единицы результатов химических анализов минерала показал, что формульный коэффициент S изменяется от 1,86 до 2,08 при теоретическом значении 2.

Сфалерит – главный среди группы второстепенных рудных минералов. В большинстве случаев представлен как единичными зёрна-

ми, так и сростаниями с другими минералами (см. рис. 3). Размеры зёрен от 0,05–0,50 до 2–3 мм, с преобладанием более мелких. Выделяются мелкие единичные обособления неправильной формы размером 0,05–0,50 мм в ассоциации с халькопиритом, блеклыми рудами, пиритом и крупные аллотриоморфные агрегаты – сростания с галенитом, цементирующие катаклазированные участки пирита или корродирующие его. Как правило, содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, значительно реже – галенита, блеклых руд, а также пойкилитовые микровключения этих минералов. В ряде случаев минерал катаклазирован и корродирован с появлением вторичных каёмки, сложенных соединениями Cu и Fe.

Цвет сфалерита тёмно-коричневый до чёрного. В отражённом свете иногда наблюдаются внутренние рефлексы. По данным микронзондового анализа (90 анализов) содержит, вес. %: 0,00–4,68 Fe, 0,00–6,32 Cd, 0,00–1,19 Mn, 0,00–2,56 In, а также Cu, Ag, Sb – на уровне предела чувствительности прибора (табл. 4). Для него

3. Представительные микрозондовые анализы пирита, вес. %

№№ п/п	Fe	S	As	Pb	Bi	Sb	Cu	Σ	Кристаллохимические формулы
1	46,77	49,86	1,93	0,00	0,00	0,00	0,00	98,56	$Fe_{1,00}S_{1,86}$
2	44,14	51,46	0,00	3,00	0,00	1,55	0,00	100,15	$Fe_{1,00}S_{2,04}$
3	46,74	53,05	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	100,00	$Fe_{1,00}S_{1,98}$
4	41,87	49,74	0,00	3,85	0,00	2,62	0,20	98,28	$Fe_{1,00}S_{2,08}$
5	45,35	50,42	5,52	0,00	0,00	0,00	0,00	101,29	$Fe_{1,00}S_{1,94}$
6	45,47	52,73	0,00	0,00	0,00	0,59	0,51	99,30	$Fe_{1,00}S_{2,03}$
7	44,24	52,08	0,00	0,00	0,00	0,76	1,07	98,15	$Fe_{1,00}S_{2,06}$

Примечание. Здесь и в табл. 4, 5 анализы выполнены в лаборатории вулканогенного рудообразования ИВИС ДВО РАН, SEM Tescan Vega.

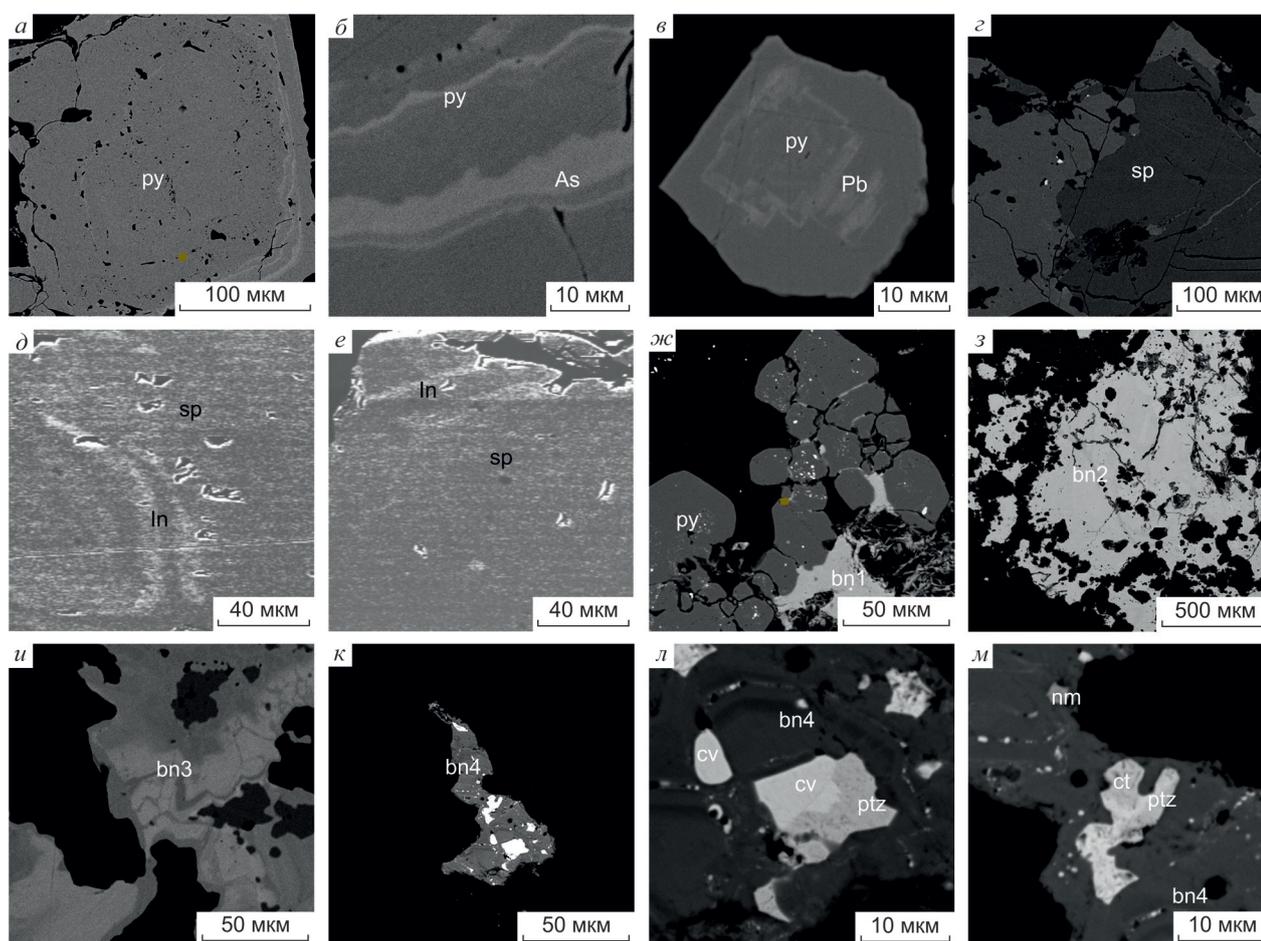


Рис. 4. Неоднородное (по химическому составу) строение и взаимоотношения рудных минералов:

а-в – пирит (py); *г-е* – сфалерит (sp); *ж* – теннантит (bn1); *з* – тетраэдрит (bn2); *и* – теннантит-тетраэдрит (bn3); *к-м* – голдфилдит (bn4), петцит (ptz), калаверит (cv), науманнит (nm), клаусталит (ct); светлые зоны обогащены As, Pb, Bi, Sb, Cu – в пирите (*а-в*), In – в сфалерите (*д, е*); растровые изображения в отражённых электронах (BSE): *а-г, ж-м* – SEM Tescan Vega; *д, е* – Camebax

4. Представительные микрозондовые анализы сфалерита, вес. %

№№ п/п	S	Zn	Cd	Fe	Mn	Cu	In	Ag	Sb	Σ	Кристалло- химические формулы
1	32,16	67,13	1,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,07	101,19	Zn _{1,02} S _{0,98}
2	33,16	65,64	0,43	1,01	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	100,40	(Zn _{0,97} Fe _{0,02}) _{0,99} S _{1,05}
3	33,60	65,57	0,47	0,25	0,19	0,82	0,00	0,00	0,00	100,90	Zn _{0,96} S _{1,09}
4	32,91	62,39	0,63	0,00	0,00	1,53	2,56	0,00	0,00	100,02	Zn _{0,93} S _{1,10}
5	33,01	63,85	0,91	0,00	0,00	1,07	1,29	0,00	0,00	100,13	Zn _{0,93} S _{1,09}
6	32,23	66,27	1,07	0,00	0,03	0,33	0,06	0,41	0,23	100,63	Zn _{1,01} S _{1,00}
7	32,67	65,62	0,99	0,00	0,03	0,39	0,00	0,36	0,34	100,40	Zn _{0,99} S _{1,03}
8	32,94	58,49	1,00	4,68	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	98,34	(Zn _{0,87} Fe _{0,08}) _{0,95} S _{0,93}
9	32,12	57,30	6,32	2,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,02	(Zn _{0,87} Fe _{0,04}) _{0,91} S _{0,91}

характерно неоднородное по химическому составу строение, обусловленное неравномерным распределением концентраций изоморфных примесей Fe, In в пределах конкретных зёрен. По содержанию железа выделены две разности: безжелезистая – клейофан [2, 4, 13] и маложелезистая с концентрациями Fe 0,20–4,68 вес. % (см. табл. 4, рис. 4, *z–e*). Какая-либо закономерность между железистостью сфалерита, его размерами и минералами, ассоциирующими с ним, отсутствует.

Кадмий – второй по распространённости химический элемент. Его содержания изменяются от 0,00 до 6,32 вес. %. Как и железо, распределяется неравномерно в пределах зёрен и агрегатов сфалерита. Примерно такое же количество Cd содержат сфалериты руд месторождения Родниковое. Этот элемент относится нами к числу типоморфных для вулканогенных гидротермальных золоторудных объектов Курило-Камчатской дуги [8, 9, 17, 18]. Высокими концентрациями (>10 вес. %) Cd отличаются сфалериты руд месторождений Мутновское, Агинское, Бараньевское и Эруваямское [8].

Марганец имеет широкое распространение при небольших содержаниях, которые не превышают 0,19 вес. % (см. табл. 4).

Индий – наиболее редкий химический элемент, установленный в качестве элемента-примеси. Обнаружен в единичных зёрнах сфалерита в концентрациях до 2,56 вес. %. Впервые In был найден в сфалерите золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское, где

его количество достигает 7–11 вес. % [8, 17]. Это третья находка In-содержащих сфалеритов на Камчатке [16].

В целом по содержаниям Fe, Cd, Mn достаточно уверенно выделяется группа кадмиевых клейофанов с небольшим количеством марганца (рис. 5).

Присутствие незначительных количеств Cu, Ag, Sb (сотые доли процента) в сфалерите можно объяснить как их изоморфным вхождением, так и наличием микровключений халькопирита и блеклых руд. Пересчёт результатов химического состава сфалерита на кристаллохимические формулы показал его заметные отклоне-

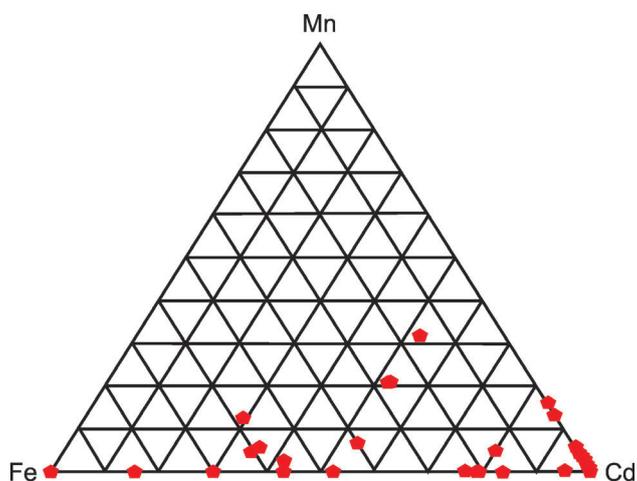


Рис. 5. Диаграмма химического состава сфалерита в системе Fe-Mn-Cd

ния от стехиометрии (см. табл. 4). Отдельные разновидности отличаются избытком S, Zn.

Галенит – второй по распространённости среди второстепенных рудных минералов. Представлен единичными обособлениями, близкими к идиоморфным, образует сростания со сфалеритом, реже пиритом. Размеры зёрен от сотых долей до 1–2 мм. Отдельные зёрна нередко катаклазированы. Отчётливо наблюдаются треугольники выкрашивания. Каких-либо элементов-примесей на уровне чувствительности локального микронзондового анализа в нём не обнаружено.

К наиболее интересному минеральному сообществу, определяющему своеобразие рудопроявления, относятся блеклые руды. Это единичные включения, мелкие гнезда, микропрожилки, линзы, «микрослойки», тонкие полоски. Размеры от первых микрометров до 3–5 мм. В отдельных случаях размер полос и «микрослойков» достигает 5–10 мм. По многообразию форм выделения, особенностям строения, вариациям химического состава, количеству элементов-примесей они уступают только блеклым рудам золоторудных месторождений Мутновское и Озерновское [8, 11]. Формы зёрен – от изометрических, овальных до амёбовидных и более сложных. Они присутствуют в виде микровключений в халцедоновидном кварце, сфалерите, галените и сложных по форме сростаний с теллуридами, селенидами, сульфидами и самородным золотом (см. рис. 3). В некоторых крупных агрегатах чётко просматривается поликристаллическое строение. Иногда блеклые руды цементируют по микротрещинкам катаклазированные зёрна пирита с формированием структур типа эндогенных краевых каёмок. Цвет изменяется от светло-серого с оливковым до тёмного с коричневатым оттенками.

Предварительно выделяются три блекловорудные минеральные ассоциации: кварцевая (блекловорудно-кварцевая); сульфидная; теллур-селеновая, редкометальная. По характеру распределения химических элементов всё сообщество блеклых руд делится на две группы: однородные и неоднородные. Неоднородное строение обусловлено неравномерным распределением концентраций Sb, As, Ag, Te, Se, Bi, In в пределах отдельных выделений и их агрегатов (табл. 5). Установлены два вида неоднородности: мозаично-субблоковая (пятнистая) и

зональная. И в том и в другом случае в агрегатах блеклых руд фиксируется от 2 до 6–8 фаз, различающихся преобладанием тех или иных химических элементов (см. рис. 5, ж–м).

В соответствии с принятыми нами классификациями [7, 11] блеклые руды представлены тремя минеральными видами – тетраэдрит, теннантит, голдфилдит, а также межвидовыми – теннантит-тетраэдрит, голдфилдит-теннантит, тетраэдрит-голдфилдит и внутривидовыми – Ag-Zn-содержащий теннантит-тетраэдрит, In-содержащий теннантит, Se-содержащий голдфилдит разновидностями (см. табл. 5).

Расчёт полученных электронно-зондовыми методами химических анализов блеклых руд на кристаллохимические формулы выполнен на 29 формульных единиц [7, 11]. Блеклые руды кварцевой (блекловорудно-кварцевой) ассоциации представлены преимущественно теннантитом, обогащённым в ряде случаев In – до 1,97 вес. %, или до 0,26 форм. ед. (см. табл. 5). Это первая находка In-содержащих блеклых руд на Камчатке. В мировой литературе сведений о подобной разновидности нет. Для них характерны максимальные концентрации S, Cu при полном отсутствии Zn (зандбергитовой компоненты).

Блеклые руды сульфидной ассоциации отличаются широкими вариациями тетраэдритовой (Sb), теннантитовой (As), зандбергитовой (Zn) и появлением аннивитовой (Bi) составляющих. Для них характерны минимальные концентрации Cu, умеренные – S, локальное обогащение Ag (от 1,04 до 2,90 вес. %) и Bi (от 0,21 до 10,31 вес. %). По результатам кристаллохимических пересчётов выявлены высокие значения As – до 4 форм. ед. (см. табл. 5).

Блеклые руды теллур-селеновой редкометальной ассоциации характеризуются наибольшим разнообразием химического состава и микростроения. Это голдфилдиты (первая находка в рудах данного рудопроявления) с относительно стабильными содержаниями Sb и Te (6,16–6,65, 16,69–18,79 вес. % соответственно), незначительными вариациями As (1,71–4,50 вес. %), минимальными количествами S, отсутствием Zn. По содержанию Cu они занимают второе место, уступая кварцевой. В пересчёте на кристаллохимические формулы значения Te и Cu – 2,09–2,63 и более 12 форм. ед. соответственно.

5. Представительные микрозондовые анализы блеклых руд, вес. %

№№ п/п	S	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	In	Sb	Te	Bi	Σ	Кристаллохимические формулы	Минеральные виды и разновидности
1	27,98	1,23	50,11	0,00	16,69	0,00	0,00	1,97	0,06	0,00	0,20	98,24	$[\text{Cu}^{2+}_{1,00}\text{Fe}_{0,33}\text{In}_{0,26}\text{Te}_{2,48}\text{S}_{12,48}(\text{Sb}_{0,01}\text{As}_{3,36})_{3,37}\text{S}_{13,16}]$	In-содержащий теннантит
2	28,22	1,28	50,82	0,00	17,38	0,00	0,00	1,43	0,00	0,00	0,04	99,17	$[\text{Cu}^{2+}_{1,00}\text{Fe}_{0,34}\text{In}_{0,19}\text{Te}_{2,44}\text{S}_{12,44}(\text{As}_{3,34}\text{S}_{3,45}\text{S}_{13,11})]$	In-содержащий теннантит
3	29,06	3,81	43,86	5,76	18,51	0,00	0,00	0,00	0,01	0,20	0,24	101,45	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}\text{Zn}_{1,28}\text{Fe}_{0,99}\text{Te}_{2,26}\text{S}_{12,26}(\text{As}_{3,58}\text{Te}_{0,02}\text{Bi}_{0,02}\text{S}_{3,62}\text{S}_{13,13})]$	Теннантит
4	28,98	3,73	43,68	5,69	18,44	0,00	0,00	0,00	0,30	0,85	0,21	101,88	$[\text{Cu}^{2+}_{9,97}\text{Zn}_{1,26}\text{Fe}_{0,97}\text{Te}_{2,23}\text{S}_{12,20}(\text{Sb}_{0,03}\text{As}_{3,57}\text{Te}_{0,10}\text{Bi}_{0,01}\text{S}_{3,71}\text{S}_{13,10})]$	Теннантит
5	25,24	4,11	39,09	4,50	9,57	0,00	2,90	0,00	0,32	5,42	10,31	101,49	$[(\text{Cu}^{2+}_{9,56}\text{Ag}_{0,44})_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,38}\text{Zn}_{1,11}\text{Fe}_{1,19}\text{Te}_{2,69}\text{S}_{12,69}(\text{Sb}_{0,04}\text{As}_{2,07}\text{Te}_{0,69}\text{Bi}_{0,80})_{3,59}\text{S}_{12,72})]$	(Ag, Bi)-содержащий теннантит-аннивит
6	24,85	0,33	38,03	7,31	3,95	0,00	1,63	0,00	20,73	0,00	5,11	101,94	$[(\text{Cu}^{2+}_{10,00}\text{Ag}_{0,25})_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,15}\text{Zn}_{1,79}\text{Fe}_{0,22}\text{Te}_{2,18}\text{S}_{12,18}(\text{Sb}_{2,89}\text{As}_{0,91}\text{Bi}_{0,30}\text{S}_{4,10}\text{S}_{12,72})]$	(Ag, Bi)-содержащий тетраэдрит-аннивит
7	24,99	0,77	39,00	7,16	4,16	0,00	1,04	0,00	21,59	0,00	3,89	102,60	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}\text{Ag}_{0,16})_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,17}\text{Zn}_{1,85}\text{Fe}_{0,10}\text{Te}_{2,09}\text{S}_{12,09}(\text{Sb}_{2,82}\text{As}_{0,87}\text{Bi}_{0,41}\text{S}_{4,10}\text{S}_{12,82})]$	(Ag, Bi)-содержащий тетраэдрит-аннивит
8	26,14	0,77	42,38	6,61	11,60	0,00	0,00	0,00	12,92	0,00	0,00	100,43	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,36}\text{Zn}_{1,68}\text{Fe}_{0,17}\text{Te}_{2,21}\text{S}_{12,21}(\text{Sb}_{2,01}\text{As}_{2,05}\text{S}_{4,06}\text{S}_{12,74})]$	Теннантит-тетраэдрит
9	25,84	0,42	39,69	7,02	9,10	0,00	0,00	0,00	16,45	0,00	0,00	98,51	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,09}\text{Zn}_{1,73}\text{Fe}_{0,13}\text{S}_{1,95}\text{S}_{11,95}(\text{Sb}_{1,92}\text{As}_{2,15}\text{S}_{4,07}\text{S}_{12,99})]$	Теннантит-тетраэдрит
10	26,48	0,46	40,78	7,20	10,25	0,00	0,00	0,00	14,90	0,00	0,00	100,07	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,07}\text{Zn}_{1,76}\text{Fe}_{0,15}\text{S}_{1,98}\text{S}_{11,98}(\text{Sb}_{1,86}\text{As}_{2,20}\text{S}_{4,05}\text{S}_{12,98})]$	Теннантит-тетраэдрит
11	26,32	0,60	42,35	7,02	9,24	0,00	1,08	0,00	12,22	0,00	0,00	98,84	$[(\text{Cu}^{2+}_{9,84}\text{Ag}_{0,16})_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,67}\text{Zn}_{1,69}\text{Fe}_{0,17}\text{Te}_{2,54}\text{S}_{12,54}(\text{Sb}_{1,58}\text{As}_{1,94}\text{S}_{3,53}\text{S}_{12,94})]$	Теннантит-тетраэдрит
12	24,06	0,00	45,77	0,00	1,71	0,00	0,00	0,00	6,65	17,66	0,00	95,85	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{2,21}\text{Te}_{2,21}\text{S}_{12,21}(\text{Sb}_{1,02}\text{As}_{0,41}\text{Te}_{2,47}\text{S}_{3,90}\text{S}_{12,90})]$	Голдфилит
13	24,34	0,00	44,65	0,00	4,50	2,02	0,00	0,00	6,16	16,69	0,00	98,36	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{1,60}\text{S}_{1,60}\text{S}_{11,60}(\text{Sb}_{0,88}\text{As}_{0,76}\text{Te}_{2,63}\text{S}_{4,27}\text{S}_{12,33}\text{Se}_{0,82}\text{S}_{13,15})]$	Se-содержащий голдфилит
14	22,99	0,00	44,52	0,00	3,24	3,74	0,00	0,00	6,31	18,79	0,00	99,60	$[\text{Cu}^{2+}_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{1,98}\text{S}_{1,98}\text{S}_{11,98}(\text{Sb}_{0,81}\text{As}_{1,02}\text{Te}_{2,19}\text{S}_{4,02}\text{S}_{12,66}\text{Se}_{0,35}\text{S}_{13,01})]$	Se-содержащий голдфилит

Впервые для рудопроявления встречены блеклые руды, содержащие Se. Это третья находка Se-содержащего голдфилдита в золото-рудных месторождениях Камчатки. Ранее они были обнаружены в рудах месторождений Озерновское и Мутновское [8, 12].

Халькопирит, завершающий группу второстепенных минералов, уступает по распространённости сфалериту, галениту, блеклым рудам, но, тем не менее, присутствует почти повсеместно. Он образует единичные мелкие зёрна неправильной формы, гнёзда, прожилки, каймы, сложные сростания с пиритом, блеклыми рудами, сфалеритом и эмульсионную вкрапленность в нём. Размеры зёрен варьируют от 0,2–0,5 до 2–3 мм. Иногда цементирует катаклазированные зёрна пирита. Отмечается в виде включений в блеклых рудах. Какие-либо элементы-примеси на уровне чувствительности локального микрзондового анализа не определены.

Группа редких рудных минералов, впервые установленных авторами, отличается исключительным разнообразием. Среди них – гринокит, халькозин, ковеллин, борнит, энаргит, аргентит, антимонит, полибазит, гессит, калаверит, петцит, колорадоит, науманнит, клаусталит, самородное золото, рокезит, ходрушит, штроейерит (?), висмутин (см. табл. 2). Они диагностированы с помощью минераграфических и физико-химических методов исследований.

Гринокит – единичные включения в кварце и сростания с пиритом, халькопиритом, Cd-содержащим сфалеритом размером 0,15–0,20 мм, состав – близкий к стехиометричному. Это вторая находка минерала в рудах Южной Камчатки.

Минералы группы меди – халькозин, ковеллин, борнит, энаргит уверенно диагностированы с помощью микрзондового анализа. Они образуют, как правило, мелкие единичные обособления размером 0,1–0,2 мм и достигают 0,5 мм и более в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, блеклыми рудами.

Минералы серебра – аргентит, полибазит – относительно широко распространены. Полибазит резко уступает по развитию аргентиту. Их размеры изменяются от 0,01 до 0,50 мм.

В антимоните обнаружены примеси меди и мышьяка. Отличительная особенность его агрегатов – наличие каёмки, образованных сложными по составу оксидами (преимущественно Sb).

Теллуриды и селениды серебра, золота, ртути и свинца – первые находки в рудах, что придаёт особое значение рудопроявлению. Они представлены гесситом, калаверитом, петцитом, колорадоитом, науманнитом, клаусталитом, входящими в состав теллур-селеновой редкометальной блеклорудной минеральной ассоциации. В основном это ксеноморфные включения (0,01–0,05 мм) в голдфилдите, реже галените, которые образуют тонкие сростания друг с другом.

Самородное золото – электрум – представлено единичными изометрическими зёрнами размером 0,025–0,050 мм, пробностью 475–630. Обнаружено как в кварцевой матрице (свободное золото), так и в виде микровключений в халькопирите и блеклой руде (связанное золото).

Рокезит – одна из редчайших форм индия, встреченная впервые на Южной Камчатке в виде мелких включений (0,02 мм) в Zn-теннантите.

Совершенно неожиданным оказалось выявление Bi-содержащих минералов – ходрушита и висмутина в виде единичных мелких включений (0,01–0,03 мм). Они типичны для более высокотемпературных минеральных парагенезисов. Ранее такие минералы были диагностированы В.М.Округиным в метасоматитах, вскрытых при разведке Верхне-Паратунского геотермального месторождения.

Жильные минералы – кварц, адуляр, кальцит, барит, хлорит, эпидот, серицит. Среди нерудных наиболее распространён кварц. Предварительно выделено несколько его разновидностей, различающихся по цвету и агрегатному состоянию. Наиболее развита его скрытокристаллическая разновидность – халцедон. Как правило, это аморфные агрегаты с элементами метаколлоидного строения. Другая разновидность характеризуется мелкозернистой и аллотриоморфной структурами с размерами зёрен, обычно не превышающими 0,5–1,5 мм. Цвет светло-серый (прозрачный) до желтоватого. Обе разновидности тесно связаны друг с другом и отнесены к рудному (продуктивному) кварцу, слагающему основную массу рудных тел [1, 14]. Именно с ним ассоциируют практически все рудные минералы – от сульфидов до самородного золота, а также жильные – адуляр, значительно реже карбонаты.

Адуляр – второй по распространённости жильный минерал. Представлен ромбическими

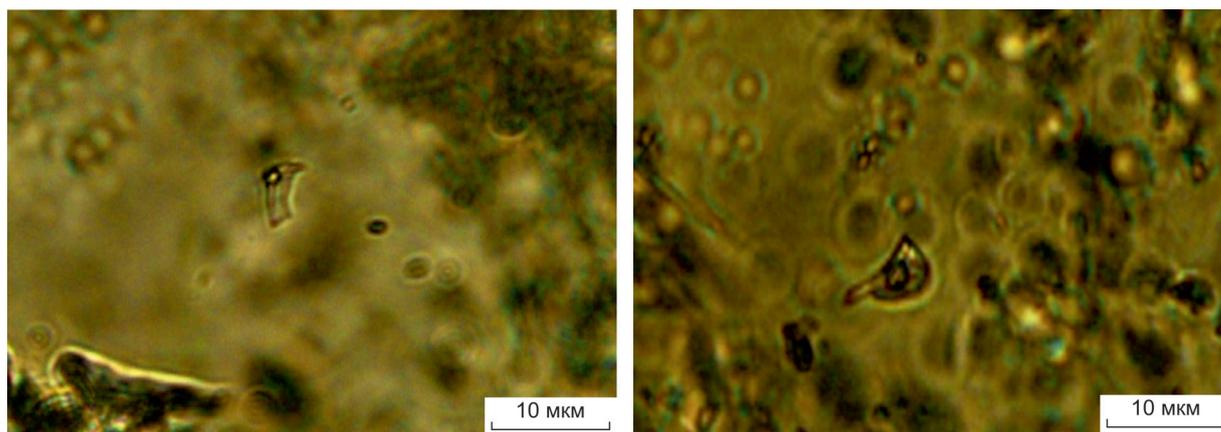


Рис. 6. Морфология первичных двухфазных газо-жидких включений неправильных форм в продуктивном кварце (объём газовой фазы 25–30 об. %); плоскопараллельные препараты

и ромбовидными кристаллами и их агрегатами размером 0,03–0,60 мм. В ромбических кристаллах чётко выражено зональное строение, обусловленное обогащением отдельных зон Ва с концентрациями до 2,12 вес. %. По этим признакам он сопоставим с адуляром руд золоторудных месторождений Асачинское, Родниковое и Мутновское [8, 9].

Карбонаты (кальцит) развиты незначительно. Это единичные кристаллы и агрегаты крупно- и среднезернистого строения. В ряде случаев они имеют неоднородное строение в связи с зональным распределением марганца и железа.

Барит и другие редкие жильные минералы обнаружены в виде единичных мелких зёрен. Развиты преимущественно в рудных зонах на контактах с вмещающими породами.

Гипергенные минералы отмечаются практически повсеместно. Однако их количество с глубиной заметно уменьшается. Впервые достаточно уверенно диагностирован минерал группы симплезита. Это первая находка на Камчатке. Минерал образует каймы вокруг сульфидов или самостоятельные обособления в кварце.

Для оценки температур и концентраций гидротермальных минералообразующих растворов были применены методы термобарогеохимии. Наиболее благоприятен для этих целей – кварц. По результатам оптических исследований наибольшее количество включений минералообразующих растворов содержится в некоторых разновидностях продуктивного кварца. Среди них, в соответствии с общепринятыми классификациями, по структурной позиции,

микроморфологии, фазовому составу и соотношению фаз выделены первичные, мнимо вторичные и вторичные газо-жидкие [3]. Размер наиболее крупных первичных и мнимо вторичных достигает 10–15 мкм. Они удлинённой («негативной»), реже сферической, эллипсоидной формы с чёткими контурами. Как правило, это двухфазные газо-жидкие образования с объёмом индивидуализированной в виде микропузырька газовой фазы до 25–30% (рис. 6). Для них удалось определить температуры гомогенизации и оценить плотность жидкой фазы, которые равны 210–270°C и 0,5–0,7 вес. % экв. NaCl соответственно.

Мнимо вторичные и вторичные включения приурочены к микротрещинам, отличаются большим разнообразием и сложностью структурной позиции и микроморфологии. Для них характерны широкие вариации размеров и объёмов газовой фазы (коэффициент заполнения) от 10–15 до 90–100%. Такие включения возникают главным образом в результате вскипания минералообразующих растворов [3]. Следует отметить, что подобные существенно газовые включения присутствуют и среди первичных.

Для определения абсолютного возраста был применен K-Ar метод изотопного датирования. Выбраны представительные образцы кварцадулярового жильного вещества. Подготовка к анализам осуществлялась по стандартной методике, принятой академиком И.В.Чернышёвым, в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Содержание радиогенного Ar определялось на масс-спектрометре МИ-1201ИГ

методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar , а К – методом пламенной спектрофотометрии. При расчёте возраста использованы константы $\lambda_{\text{K}}=0,581\cdot 10^{-10}$, $\lambda_{\text{R}}=4,962\cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $^{40}\text{K}=0,01167$ (ат. %). По полученным результатам абсолютный возраст жильного адуляра $1,4\pm 0,3$ Ма.

Для руд Вилючинского рудопоявления характерны:

- разнообразие текстурно-структурных особенностей с преобладанием комбинированных колломорфно-полосчатых, кокардовых с брекчиевыми и брекчиевидными;
- сложный минеральный состав (сочетание минеральных ассоциаций классического жильного кварц-золото-адуляр-серицитового низкосульфидного LS типа с ассоциациями высокосульфидного HS; большое количество теллуридов, селенидов, включая клаусталит; многообразие блеклых руд (от теннантита до Se-содержащего голдфилдита); присутствие обогащённых In фаз (сфалерит, блеклые руды, рокезит); наличие соединений Bi (висмутин, ходрушит, Bi-содержащие блеклые руды), служащих признаками более высоких температур рудообразования; неоднородное зональное строение, выраженное локальным концентрированием разнообразных элементов-примесей;
- присутствие важных в промышленном отношении химических элементов как в собственной минеральной форме, так и в виде элементов-примесей: Au – электрум с пробностью 475–630, теллуриды – калаверит, петцит; Ag – электрум, аргентит, полибазит, гессит, науманнит, Ag-содержащая блеклая руда; Cu – халькопирит, блеклые руды, халькозин, ковеллин, борнит, энаргит; Zn – сфалерит, блеклые руды; Pb – галенит, клаусталит; In – рокезит, сфалерит, блеклые руды; Cd – сфалерит, гринокит; Sb – блеклые руды, антимонит, полибазит; As – энаргит, симплезит, блеклые руды, пирит; Te – голдфилдит, калаверит, петцит, колорадоит; Se – науманнит, агвиларит, клаусталит, Se-содержащий голдфилдит; Bi – блеклые руды, ходрушит, висмутин;
- значительное влияние процессов гипергенеза, приводящее к образованию многочисленных оксидов, включая появление новых для региона гипергенных минералов, типа симплезита;

- наличие газовой-жидких включений с температурами гомогенизации 210–270°C и относительно высокотемпературных Bi-содержащих минералов;
- калий-аргоновый возраст, равный $1,4\pm 0,3$ Ма. Вилючинское золото-серебро-полиметаллическое рудопоявление следует отнести к вулканогенным близповерхностным полихронным и полигенным гидротермальным объектам, сформировавшимся в условиях небольших глубин. Накопление промышленных концентраций происходило из слабоминерализованных гидротермальных растворов в широком интервале температур при массовой кристаллизации в интервале 210–270°C. Процесс рудообразования был многостадийным и неоднократно прерывался за счёт вскипания и брекчирования.

Полученные данные могут быть полезны как для оценки степени перспективности Южно-Камчатского горнорудного района, так и создания технологических схем переработки руд с минимальным негативным воздействием на окружающую природную среду.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга» на 2012–2016 гг., грантов ДВО 10-III-B-08-217, 11-III-B-08-206.

Авторы выражают благодарность В.В.Куликову, Р.Н.Куликовой, В.Ф.Лунькову, А.А.Платонову, В.М.Чубарову, М.В.Чубарову, В.В.Ананьеву (ИВиС ДВО РАН) за помощь в обработке каменного материала, проведении аналитических исследований, интерпретации данных; сотрудникам Камчатского филиала ФГУ «ТФГИ» по Дальневосточному федеральному округу за содействие в предоставлении фондовых материалов; профессору Джоэлю Бруггер и доктору Барбаре Эчманн (Университет Монаш, Австралия), Стефану Л.Ансерме (Университет Лозанна, Швейцария) за полезные рекомендации в пояснении вещественного состава руд и расчёте формул минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992.

2. Добровольская М.Г., Бортников Н.С., Наумов В.Б. Железистость сфалерита как показатель режима серы при формировании рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 5. С. 80–93.
3. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. – М.: Недра, 1979.
4. Кабанова Е.С. Элементы-примеси в сфалерите // Геохимия. Минералогия. Петрография. 1968. С. 53–59.
5. Камчатка – новая золоторудная провинция России / М.Г.Патока, А.Ф.Литвинов, И.Д.Петренко и др. // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа: Мат-лы региональной научно-практической конференции 31 марта – 1 апреля 1999 г. Петропавловск-Камчатский. 1999. С. 71–72.
6. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000 / Гл. ред. А.Ф.Литвинов, М.Г.Патока (Камчатгеолком), Б.А.Марковский (ВСЕГЕИ). – Петропавловск-Камчатский: СП КФ ВСЕГЕИ, 1999.
7. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). – М.: Наука, 1983.
8. Округин В.М. Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм, металлогения Востока России. Владивосток, 2006. Кн. 1. С. 712–716.
9. Округин В.М. Родниковое месторождение // Геодинамика, магматизм, металлогения Востока России. Владивосток, 2006. Кн. 1. С. 702–705.
10. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. – Петропавловск-Камчатский: СП КФ ВСЕГЕИ, 1999.
11. Спиридонов Э.М. Виды и разновидности блеклых руд и их рациональная номенклатура // ДАН. 1984. Т. 279. № 2. С. 447–453.
12. Спиридонов Э.М., Округин В.М. Селенистый голдфилдит – новая разновидность блеклых руд // ДАН. 1985. Т. 280. № 2. С. 476–478.
13. Сфалерит / Под ред. Л.В.Чернышевой // Типоморфизм минералов: Справочник. М., 1989. С. 416–439.
14. Типоморфизм минералов и его практическое значение / Гл. ред. В.Ф.Чухров. – М.: Недра, 1972.
15. Шеймович В.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Камчатская. Листы N–57–XXI (Северные Коряки), N–57–XXVII (Петропавловск-Камчатский), N–57–XXXIII (сopка Мутновская). Объяснительная записка. – М.: СП КФ ВСЕГЕИ, 2000.
16. Шишканова К.О. Новые данные о сфалерите рудопроявления Вилучинское (Южная Камчатка) // Мат-лы и тез. V Всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия» 24–25 октября 2014 г. Черноголовка, 2014. С. 101–103.
17. Polymetallic and Au-Ag mineralizations at the Mутновское Deposit in South Kamchatka, Russia / R.Takahashi, H.Matsueda, V.M.Okругin et al. // Resource Geology. 2002. Vol. 56. № 2. P. 141–156.
18. Takahashi R., Matsueda H., Okругin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2002. Vol. 52. № 4. P. 359–369.

Округин Виктор Михайлович,
кандидат геолого-минералогических наук
okругin@kscnet.ru

Шишканова Ксения Олеговна,
научный сотрудник
lvod@kscnet.ru

Философова Татьяна Михайловна,
научный сотрудник
zond@kscnet.ru

NEW DATA ON ORES FROM THE VILYUCHINSKOE AU-AG-POLYMETALLIC ORE OCCURRENCE, SOUTH KAMCHATKA

V.M.Okругin, K.O.Shishkanova, T.M.Philosophova

Vilyuchinskoe Au-Ag-polymetallic deposit, one of the most promising objects of South Kamchatka mining area, is a sophisticated mineral composition of ores. The application of the latest methods of the local physical and chemical analysis allowed, for the first time, to describe the typomorphic features of iron, zinc, silver and antimony sulfides as well as fahl ores in detail; provide data on tellurides, selenides of silver, gold, mercury; identify three mineral species and seven intraspecific varieties among fahl ores; acquire the first data on the presence of rare and trace elements and the forms of their location. The following trace elements were studied: indium (fahl ores, sphalerite); selenium, tellurium, bismuth (fahl ores); arsenic, lead, bismuth, antimony, copper (pyrite). The temperature and composition of ore-forming solutions were estimated.

Key words: typomorphism, ore, native gold, pyrite, fahl ores, sphalerite, indium, clausthalite

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖНОЕ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Р.Х.Мансуров,
С.Г.Кряжев,
Б.С.Зеликсон

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов,
г. Москва

Рассмотрены некоторые минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, расположенного в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади на восточном склоне Енисейского кряжа. Приведены результаты геохимических поисков по потокам рассеяния, литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния, шлихо-геохимических поисков. В ходе изучения рудопроявления выполнены специализированные шлихо-минералогические, изотопно-геохимические исследования, по данным которых локализованы золотоносные минерализованные зоны и потенциально рудные зоны в их пределах.

Ключевые слова: рудопроявление Южное, минералого-геохимические особенности, золотоносные минерализованные зоны.

Исследования осуществлялись в рамках работ по госконтракту Роснедра «Поисковые работы на большеобъёмное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской золоторудных провинций». Проведён комплекс геохимических работ, включающий геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР), литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР), шлихо-геохимические поиски. Лабораторно-аналитические методы включали химико-спектральный на золото, ICP-MS, пробирно-атомно-абсорбционный, рентгенофазовый анализы. Кроме того, проведены специализированные шлихо-минералогические и изотопно-геохимические исследования.

Объект изучения – рудопроявление Южное – расположено в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади на восточном склоне Енисейского кряжа. Структурная позиция рудопроявления характеризуется его приуроченностью к зоне системы Ишимбинского рудоконтролирующего разлома в узле его пересечения секущими северо-восточными разрывами. В геологическом строении участвуют карбонатно-тер-

ригенные отложения сухопитской (погорюйская, аладьинская и карточки свиты) и тунгусикской (потоскуйская свита) серий среднего и верхнего рифея соответственно (рис. 1).

Шлихо-геохимические поиски осуществлялись согласно применяемой ЦНИГРИ методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таёжных ландшафтах [3, 4]. С учётом повсеместно распространённых перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнепринесных отложений опробование производилось в среднем на глубине 0,8–1,0 м [8]. Это дало возможность получить максимально представительные результаты о коренной золотоносности исследуемой площади.

Геохимические поиски по потокам рассеяния. Слабая расчленённость рельефа, практически сплошная задернованность и залесённость горных склонов, заболоченность речных долин, а также незначительное количество или полное отсутствие мелкой фракции в аллювиальных отложениях позволяют рассматривать условия поисков по ПР в пределах изученной площади как весьма сложные. Тем не менее, основываясь на результатах геохимических поисков по ПР, мож-

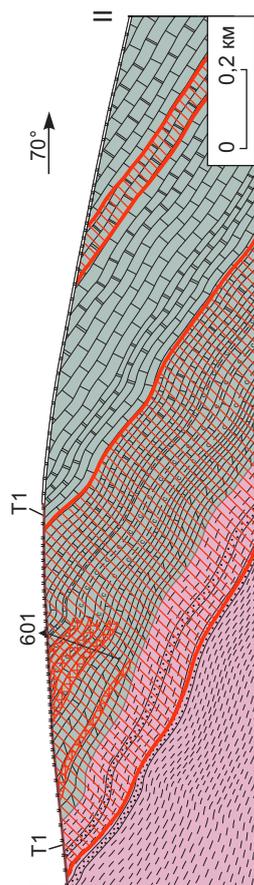
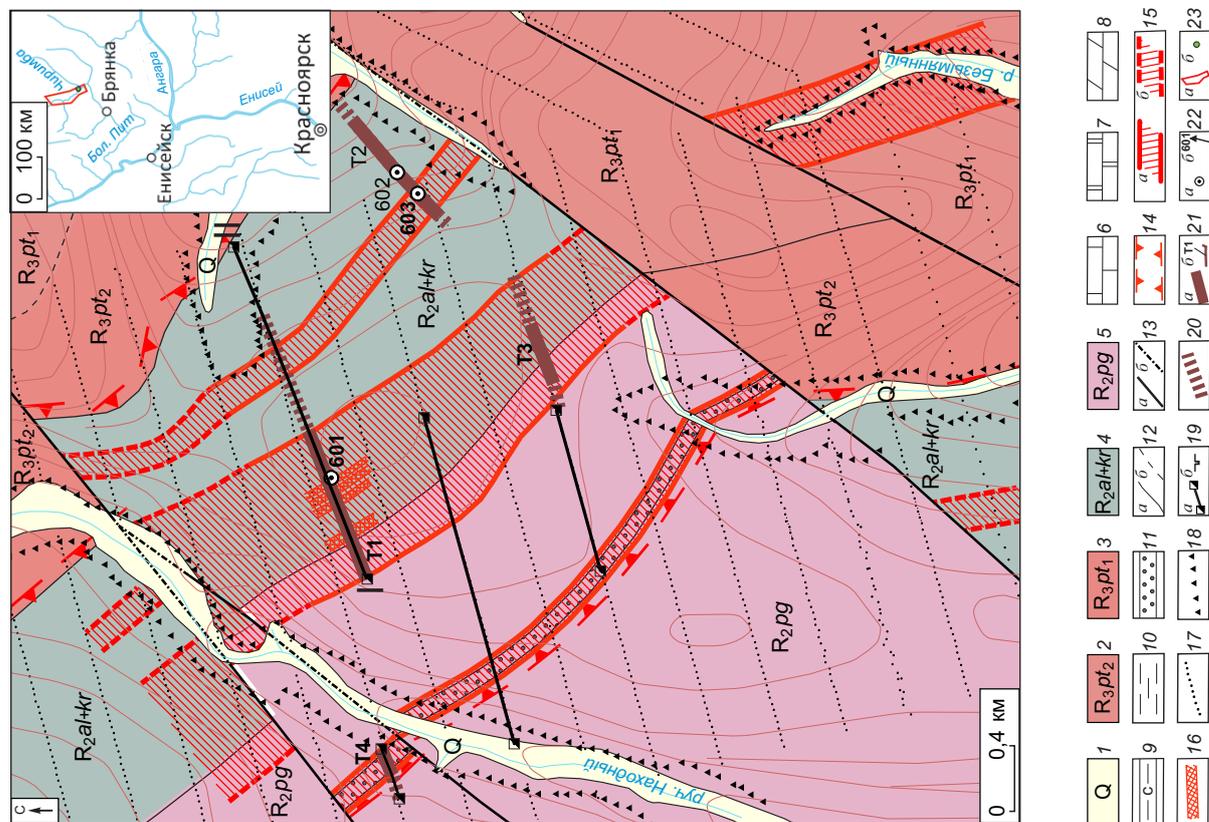


Рис. 1. Геологическая схема рудопроявления Южное и геологический разрез по линии I-II:

1 – четвертичные рыхлые отложения; углеродистые карбонатно-терригенные отложения рифея; 2, 3 – тулусуикская серия, потоскуйская свита (2 – верхняя подсвита, глинистые сланцы с прослоями известняков, 3 – нижняя подсвита, алевроито-глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов), 4, 5 – сухолитская серия (4 – свиты аладынская и карточки объединённые, известняки участками мраморизованные, известковистые доломиты с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев, 5 – погоройская свита, алевроито-глинистые сланцы); 6 – известняки; 7 – мраморизованные известняки; 8 – известковистые доломиты; 9 – углеродсодержащие известковисто-глинистые сланцы; 10 – алевроито-глинистые сланцы; 11 – кварцитовидные песчаники с прослоями кварцитов; 12 – геологические границы установленные (а), предполагаемые (б); 13 – разломы установленные (а), предполагаемые (б); 14 – рудоконтролирующая зона расслаивания; 15 – золотоносные минерализованные зоны установленные (а), предполагаемые (б); 16 – потенциально рудные зоны; 17 – точки литохимического опробования по ВОР; горные выработки; 18 – копуши глубиной 0,8–1,0 м, 19 – шурфы на плане (а), разрезе (б), 20 – бульдозерные расчистки глубиной 1 м, 21 – бульдозерные траншеи, пройденные до коренных пород на плане (а), разрезе (б), 22 – скважины на плане (а), разрезе (б); на врезке: 23 – контур Средне-Ишимбинской перспективной площади (а), рудопроявление Южное (б)



но считать этот метод достаточно информативным в данных ландшафтных условиях.

По результатам обработки материалов установлено, что содержания Au варьируют от принятых за фоновые значений ниже предела обнаружения (0,002 г/т) до абсолютного для площади максимума (6,5 г/т). Корреляционные связи золота в потоках рассеяния ни с одним из рудных элементов не выявлены. Выделены следующие группы химических элементов, связанные значимыми положительными корреляционными зависимостями: Cu – Pb – Zn, Mn – Ni – Co – Mo, Cr – Ti – V – Zr – Nb. Все выявленные на площади потоки рассеяния золота носят прерывистый характер, обусловленный чередованием аномальных концентраций с фоновыми значениями. Наибольший по протяжённости (>3,5 км) и уровню концентраций (до 6,5 г/т) поток рассеяния отмечен в нижнем течении руч. Мароко, фиксирующий Марокское рудопроявление. Поток рассеяния золота руч. Находный, отвечающий рудопроявлению Южное, представлен двумя точками, одна из которых характеризуется высокоаномальными (0,4 г/т) концентрациями. Кроме того, в пределах рудопроявления найдено несколько аномальных точек (~0,1 г/т) в приустьевой части левобережья р. Чиримба и в нижнем течении одного из её правых притоков [8].

Литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния. Литохимические поиски по ВОР осуществлялись как в стандартном площадном варианте (сеть опробования 200×20 м, глубина 0,3–0,4 м), так и в профильном по линиям горных выработок – опробование нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в копушах глубиной 0,8–1,0 м, бульдозерных расчистках глубиной 1 м и шурфах до коренных пород (интервал опробования 10–40 м, глубина 0,8–1,0 м). По результатам площадного опробования наиболее контрастные ореолы золота локализованы в центральной и восточной частях рудопроявления. Ореолы золота образуют практически сплошное аномальное геохимическое поле (АГХП) размером ~1,5×2,2 км с областью максимально высоких (0,1–0,8 г/т) содержаний золота шириной до 300 м (рис. 2). Аномальное геохимическое поле золота сопровождается ореолами марганца, при этом поля максимально высоких его содержаний (0,5–2%) практически совпадают с полями высокоаномальных содержаний золота. По периферии АГХП

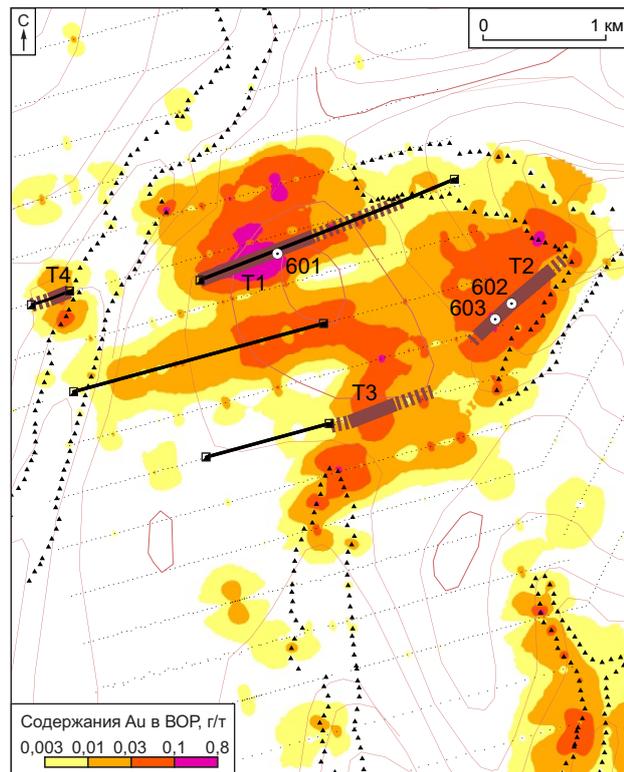


Рис. 2. Карта результатов литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния:

усл. обозн. см. рис. 1

золота установлены аномальные поля серебра и цинка. По данным ICP-MS аномальное поле золота сопровождается повышенными содержаниями в ВОР As, W, Sb, Cu, Co и др. (рис. 3).

Аномальные поля высоких (>0,01 г/т) концентраций Au в ВОР были пересечены бульдозерными расчистками глубиной 1 м и линиями шурфов до коренных пород с интервалом 10–20 м. Для локализации наиболее высоких содержаний золота в первичных ореолах (ПО) произведено шлиховое и литохимическое опробование по ВОР нижнего малосмещённого информативного слоя элювиально-делювиальных отложений на глубине 0,8–1,0 м. Кроме того, произведено бороздочное опробование коренных пород в полотно шурфов. В результате выделены интервалы с наиболее высокими (>0,1 г/т) концентрациями Au, отвечающие положению золотоносных минерализованных зон, которые затем были вскрыты бульдозерными траншеями до коренных пород и пересечены скважинами колонкового бурения.

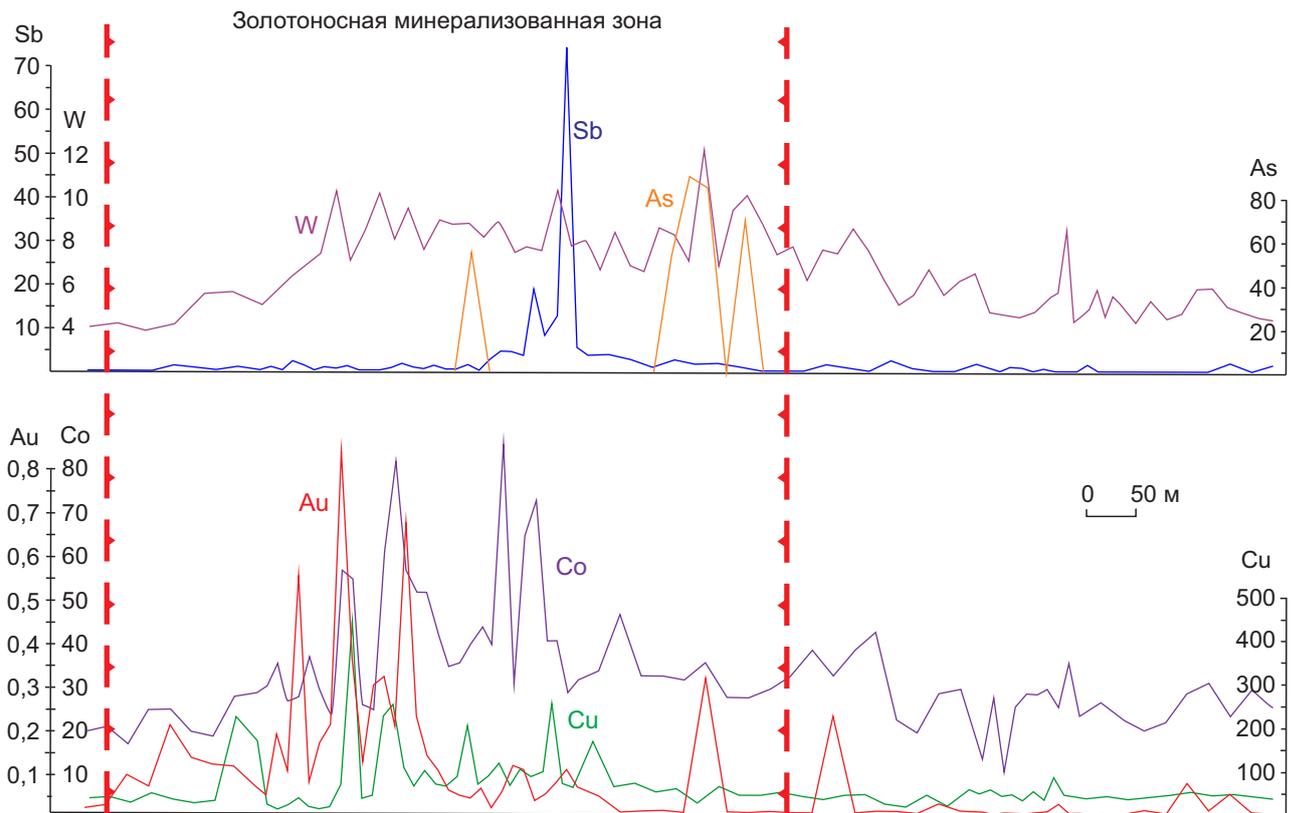


Рис. 3. Графики распределения концентраций золота и сопутствующих элементов во вторичных ореолах рассеяния, г/т

Шлихо-геохимические поиски. Согласно методике исследований для получения максимально представительных результатов шлиховое опробование осуществлялось из нижнего малосмещённого информативного слоя элювиально-делювиальных отложений на глубине в среднем 0,8–1,0 м. В результате выявлено несколько шлиховых ореолов, среди которых наиболее контрастные отвечают положению золотоносных минерализованных зон в ВОР и ПО. В пределах последних шлиховые ореолы золота характеризуются содержаниями металла ~10–12 знаков на шлиховую пробу. Шлихо-геохимические аномалии сопровождаются шлиховыми ореолами пирита, оксидов и гидроксидов железа и марганца.

Размер выделений самородного золота, как правило, не превышает 0,15 мм; на крупное золото (>0,5 мм) приходится не более 10% всего выявленного самородного золота. Самородное золото представлено несколькими морфологическими формами – цементационным, интерстициальным и трещинным. Наиболее распространено цементационное золото, часто присутству-

ет в сростках с хрусталевидным прозрачным кварцем, железистым карбонатом. Интерстициальное золото достаточно редкое. Трещинное золото наиболее часто встречается в кварцевых жильно-прожилковых зонах.

Кристаллы кубического пирита обнаруживаются практически повсеместно на рудопоявлении, составляя до 90% объёма шлиховых проб в пределах минерализованных зон. Кристаллы кубооктаэдрического и ромбододекаэдрического габитуса распространены ограниченно и главным образом приурочены к зонам шлихо-геохимических аномалий. По данным ICP-MS содержания Au в пирите в среднем составляют 7–10 г/т. При этом наиболее золотоносны кристаллы осложнённых форм (пентагондодокаэдры, кубооктаэдры, октаэдры), в которых концентрации Au достигают 12 г/т. В кубических кристаллах пирита содержания Au не превышают первых грамм. Основными элементами-примесями в кристаллах пирита осложнённых форм являются As (до 2200 г/т), Cu (до 865 г/т), Zn (до 135 г/т), Pb (до 260 г/т).

При анализе распределения средних содержаний рудных элементов в шлиховых и литохимических по ВОР пробах, отобранных в одних и тех же пунктах в пределах золотоносных минерализованных зон, установлено, что значимые концентрации важнейших элементов-индикаторов золоторудной минерализации (As, Sb, Bi, W) в литохимических пробах весьма незначительны, тогда как по данным ICP-MS в шлиховых пробах содержания As достигают 1000, Sb, Bi 50–60, W 20 г/т. Кроме того, средние содержания Cu, Ni, Co, Mn в шлиховых пробах в 4–9, а Pb, Zn, Mo в 2–3 раза выше по сравнению с литохимическими. Весьма значительна разница в средних содержаниях Au: 8,4 г/т в шлиховых и 0,1 г/т в литохимических пробах (рис. 4).

Специализированные шлихо-минералогические исследования. Разработанный в ЦНИГРИ шлиховой минералого-геохимический метод поисков золоторудных месторождений первоначально основывался на эмпирически выявленной положительной корреляционной связи между золотоносностью территории и аномальными концентрациями золота и сопутствующих

элементов в объединённой электромагнитной фракции шлихов, а также наличием в ней кристаллов лимонитизированного пирита, особенно октаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса [2]. Впоследствии в результате изучения шлихо-геохимических ореолов эталонных золоторудных месторождений различных геолого-промышленных типов была установлена высокая поисковая информативность тяжёлой немагнитной фракции. Кроме того, подчеркнута необходимость выбора наиболее простого и оперативного способа обработки шлихов для получения информации о золотоносности рассматриваемой территории.

Специализированные шлихо-минералогические исследования предусматривали изучение по стандартной для сокращённого полуколичественного минералогического анализа схеме с выделением магнитной, электромагнитной, тяжёлой немагнитной и лёгкой фракций шлиховых проб в целях определения их минерального состава, распределения золота и сопутствующих элементов. Наиболее детально изучался материал шлиховых проб, отобранных по линии шурфов. Позднее по этой линии была пройдена бульдозерная траншея до коренных пород, вскрывшая основную золотоносную минерализованную зону рудопроявления.

Магнитная фракция, представленная хорошо огранёнными кристаллами магнетита, составляет, как правило, не более 1 об. % шлиховых проб. Причём наиболее низкие концентрации магнитной фракции фиксируются в пределах золотоносных минерализованных зон, локализованных в отложениях существенно карбонатного состава.

Наиболее детально анализировался материал электромагнитной и тяжёлой немагнитной фракций шлиховых проб. Электромагнитная фракция – преимущественно гидроксиды железа, гётит (гидрогётит), образованные в основном по минералам железо-магнезиальных карбонатов (анкерит, сидерит). Чаше они отмечаются в зонах развития метасоматических изменений вмещающих пород – пиритизации, бурошпатизации и в линейных кварцевых жильно-прожилковых зонах. В меньшей степени встречаются сульфидные минералы, на 99% представленные пиритом.

Основной минерал тяжёлой немагнитной фракции – пирит различных кристаллографических форм, среди которых доминируют кубиче-

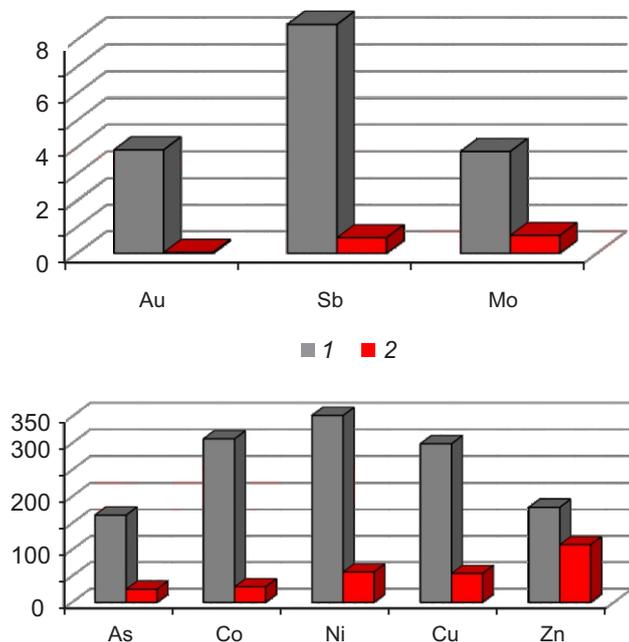


Рис. 4. Диаграммы соотношений медианных значений золота и сопутствующих элементов по данным шлихового и литохимического по вторичным ореолам рассеяния опробования, г/т:

1 – шлихи; 2 – ВОР

ческие кристаллы (до 90 об. %). Осложнённые формы пирита также весьма обычны, часто составляя до 20% объёма шлиховых проб. Среди осложнённых форм преобладают кубооктаэдр; октаэдрические формы достаточно редки – первые проценты. Пентагондodeкаэдрические кристаллы пирита – распространённая форма выделения, но составляет не более 5% навески, однако в отдельных пробах в пределах минерализованных зон может достигать 30%. Особенность этой формы – уплощённый габитус кристаллов. Часто отмечается наличие в пробах

значительного количества пентагондodeкаэдрических кристаллов пирита и знаков самородного золота. В основном это характерно для центральных частей ореолов максимальной вкрапленной пиритизации.

Наиболее контрастно золотоносные минерализованные зоны рудопроявления фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников именно в электромагнитной и тяжёлой немагнитной фракциях шлиховых проб (рис. 5). Исследования включали ICP-MS и атомно-абсорбционный на определение содержаний

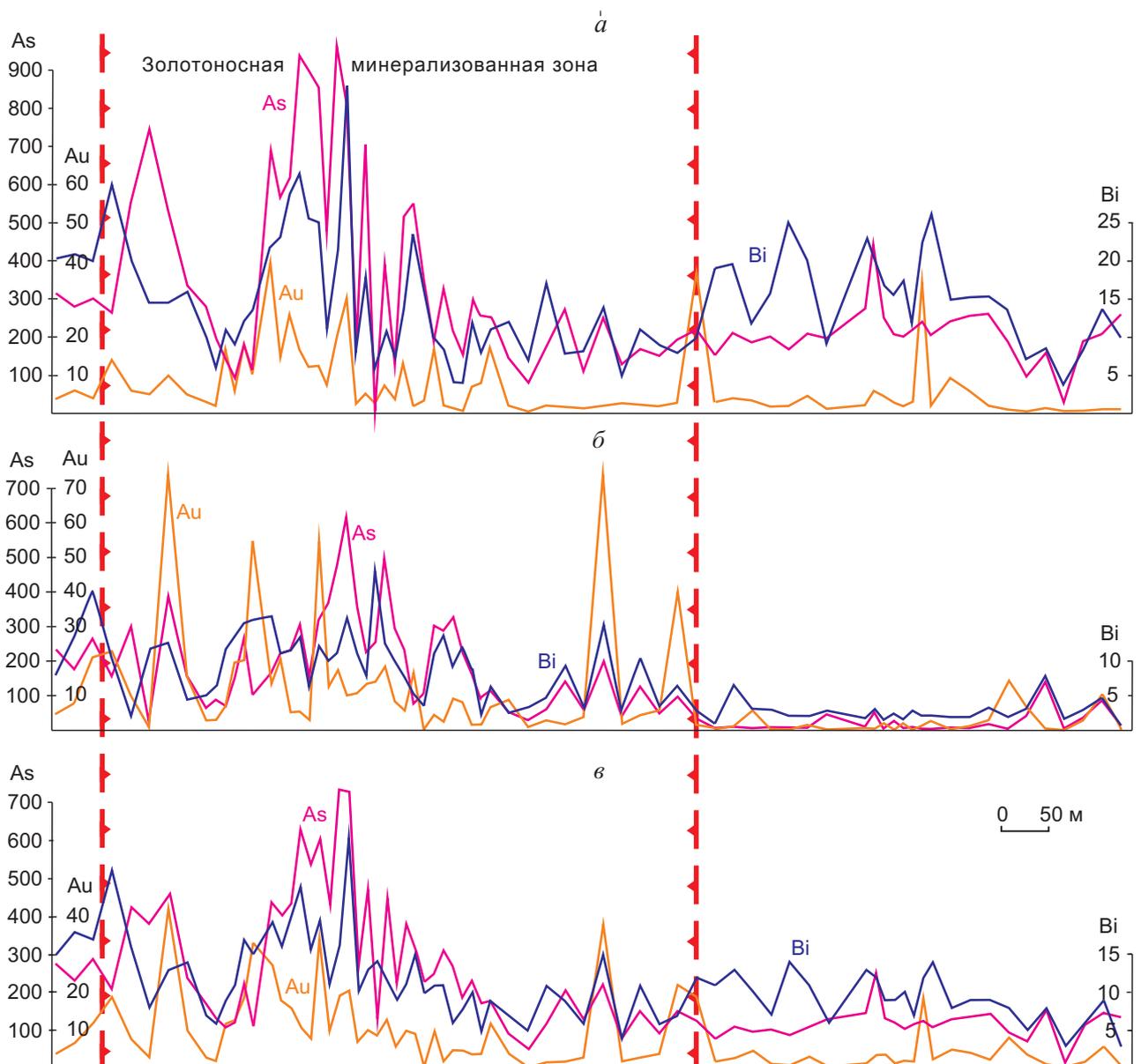


Рис. 5. Графики распределения содержаний золота и сопутствующих элементов в электромагнитной (а) и тяжёлой немагнитной (б) фракциях шлиховых проб и их усреднённых значений (в), г/т

золота анализы выделенных фракций шлиховых проб. Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжёлой немагнитной фракциях шлиховых проб показал, что средние содержания Au (~8 г/т) в них практически не отличаются, тогда как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn в электромагнитной фракции в 1,6–2,7 раза выше (рис. 6). Корреляционным анализом в обеих фракциях выявлена практически идентичная структура корреляционных связей с золотоносной Au-As-Bi и сопутствующей ей Cu-Ni-Co-Mn ассоциациями. Кроме того, установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na – K, Ca – Mn – Sr.

Изотопно-геохимические исследования. Карбонаты рудовмещающей толщи относительно

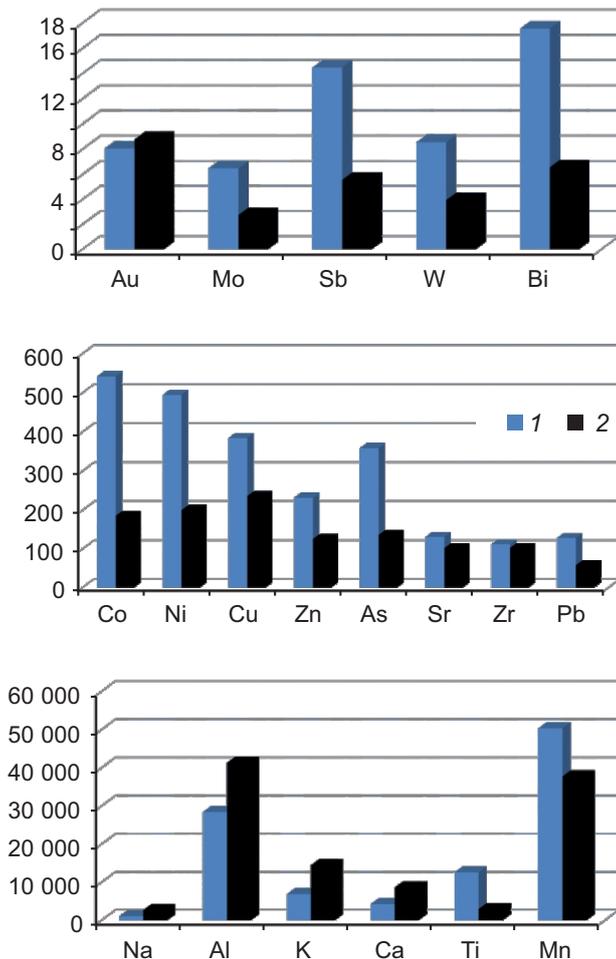


Рис. 6. Распределение средних содержаний элементов в электромагнитной (1) и тяжёлой немагнитной (2) фракциях шлиховых проб, г/т

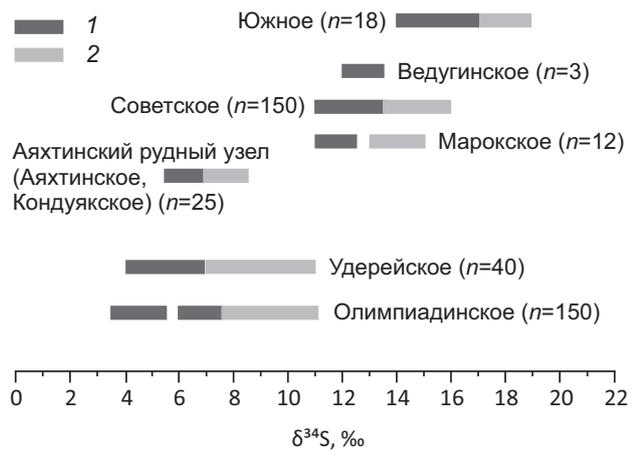


Рис. 7. Сопоставление золоторудных объектов Енисейского кряжа по изотопному составу серы сульфидов:

1 – рудные тела; 2 – околорудный ореол; n – число анализов; анализы выполнены С.Г.Кряжевым в ЦНИГРИ

обогащены тяжёлыми изотопами углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -2,5 до 0‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 16,5 до 20‰), что в целом характерно для карбонатов осадочного и гидротермально-осадочного происхождения [1, 7]. При этом наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены в пределах золотоносных минерализованных зон, что, возможно, является следствием воздействия на породы более поздних гидротермальных растворов [11].

Особенность золотоносной сульфидной минерализации в пределах рудопроявления Южное – аномальное обогащение пирита тяжёлым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = +14,0 \dots +17,0\text{‰}$ в золотоносных минерализованных зонах и $\delta^{34}\text{S} = +17,0 \dots +19,0\text{‰}$ в околорудном ореоле). Этот признак однозначно указывает на то, что основным источником серы при рудообразовании служил морской сульфат [11]. При этом в ряду золоторудных объектов Енисейского кряжа рудопроявление Южное занимает наиболее высокое стратиграфическое положение и характеризуется максимальными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 7), что позволяет предполагать существование региональной изотопно-геохимической зональности. В этой связи интересно отметить, что по изотопно-геохимическим характеристикам карбонатов и сульфидов ближайшими аналогами рудопроявления Южное являются стратиформные свинцово-цинковые месторождения, локализованные в вышележа-

щей терригенно-карбонатной толще (токминская свита тунгусикской серии верхнего рифея).

Предполагаемые модели рудообразования допускают вероятность заимствования изотопно-тяжёлой серы и золота магмами и магматогенными флюидами из пород продуктивных терригенно-карбонатных формаций [6]. Однако процессы рудоконцентрирования, вероятнее все-

го, протекали неодновременно в течение длительного времени на фоне коллизионных и постколлизионных событий.

На рис. 8 приведён пример локального перераспределения вещества практически *in situ*. Поздние прожилки, пересекающие зоны развития тонковкрапленных золото-сульфидных руд (пирит-1 с субмикроскопическим золотом), со-

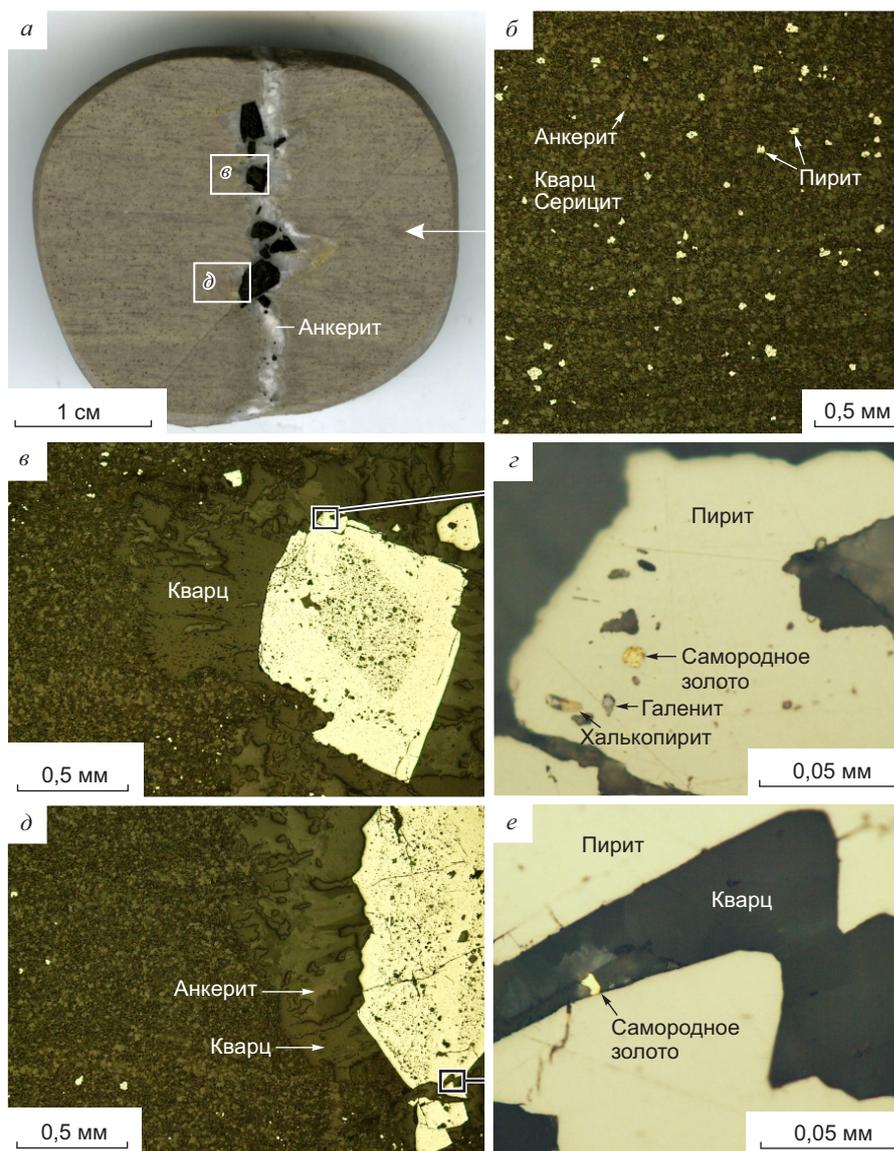


Рис. 8. Золото-сульфидная минерализация в анкерит-кварц-серицитовых сланцах (рудопоявление Южное, обр. С-601/58,4 м, фото аншлифа):

а – анкерит-пирит-кварцевый прожилок; *б* – рассеянная вкрапленность пирита-1 во вмещающих сланцах; *в*, *г* – сингенетичные включения халькопирита, галенита и самородного золота в кристалле пирита-2; *д*, *е* – выделение самородного золота в кварце; вблизи прожилка наблюдается очищение пород от вкрапленного пирита-1; изотопные составы серы пирита-1 и пирита-2 идентичны ($\delta^{34}\text{S}=+15\%$)

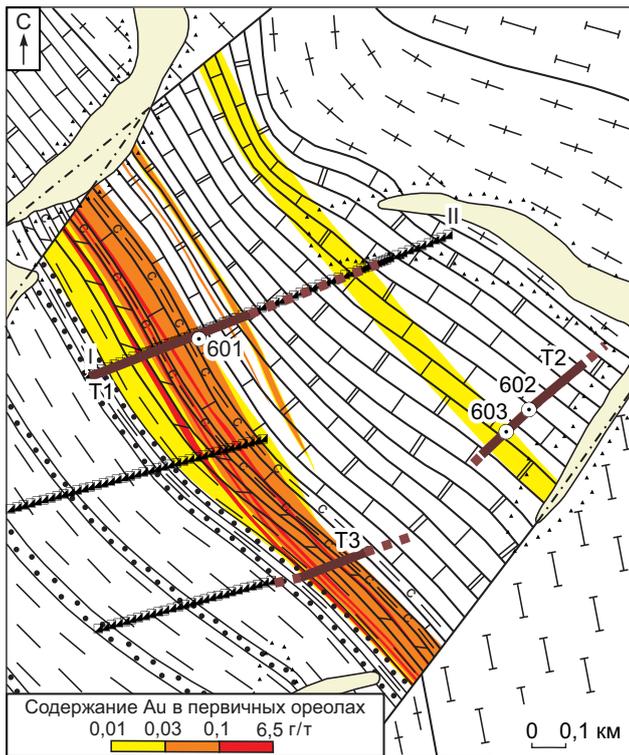
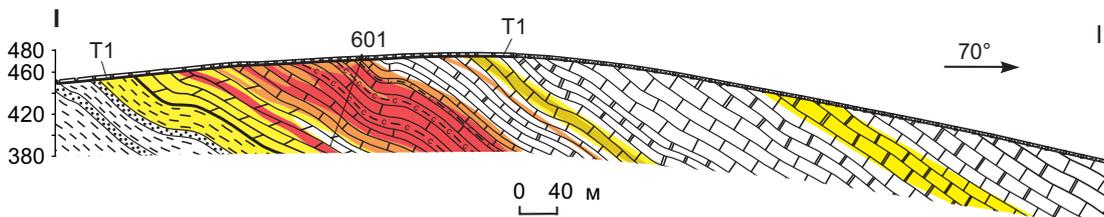
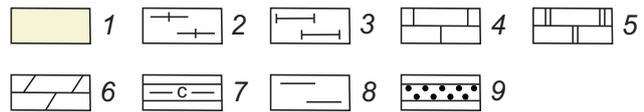


Рис. 9. Геологический план центральной части рудопоявления Южное с результатами бороздого опробования горных выработок и разрез по линии I-II:

1 – четвертичные отложения; 2–9 – стратифицированные образования: *потоскуйская свита*, R_3pt (2 – верхняя подсвита, R_3pt_2 – глинистые хлоритоидные сланцы с прослоями доломитов, известняков, 3 – нижняя подсвита, R_3pt_1 – глинистые сланцы с прослоями известняков), *свиты аладынская и карточки объединённые*, R_2al+kr (4 – известняки, 5 – мраморизованные известняки, 6 – известняки с прослоями доломитов, известковистые доломиты, 7 – прослои углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев), *погорюйская свита*, R_2pg (8 – алеврито-глинистые сланцы, 9 – прослои кварцитовидных песчаников и кварцитов); остальные усл. обозн. см. рис. 1



держат новообразованный пирит-2 с микронными включениями самородного золота, а также других минеральных фаз. Наблюдаемые структурно-текстурные особенности говорят о длительном формировании прожилков в условиях растяжения и перемещения кремнезёма, анкерита и пирита в приоткрывающиеся трещины. Изотопные данные однозначно свидетельствуют об отсутствии привноса серы при кристаллизации пирита-2. По сути, подобные новообразования являются типичными прожилками альпийского типа.

Следует отметить, что по указанным изотопно-геохимическим особенностям золотоносной минерализации рудопоявления Южное можно сопоставить с месторождениями карлинского типа [11] с существенно карбонатным составом рудовмещающих толщ, стратифицированным характером минерализованных зон и рудных тел,

прожилково-вкрапленным оруденением, сульфидным составом руд с тонкодисперсными выделениями золота в сульфидах [5, 9, 10, 12].

Строение первичных ореолов. Концентрации золота и сопутствующих элементов в ПО определялись бороздовым опробованием полотна бульдозерных траншей до коренных пород и керновым опробованием скважин колонкового бурения. В результате выделено несколько ПО золота в центральной и восточной частях рудопоявления. Наиболее представительный ПО с концентрациями $>0,1$ г/т выявлен в центральной части рудопоявления (рис. 9). В пределах последнего по данным опробования скв. 601 установлены маломощные (до первых десятков метров) ореолы (эпицентры) с наиболее высокими концентрациями Au ($>0,3$ г/т). По данным бороздого опробования траншеи T1 на дневной поверхности ореол распадается на несколько ма-

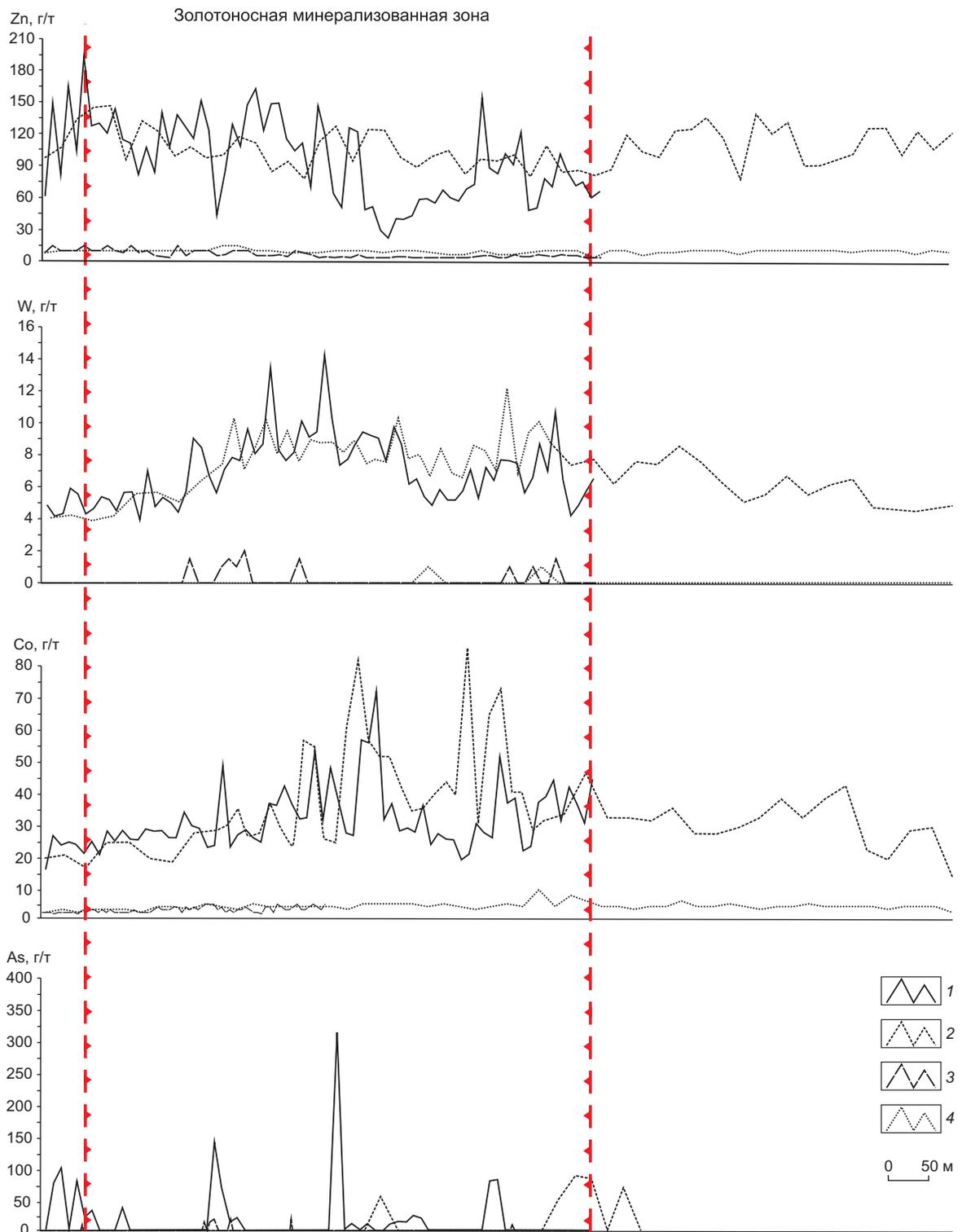


Рис. 10. Сопоставление результатов борзодового и литохимического по ВОР опробования по данным ICP-MS и спектрального полуколичественного анализа:

графики распределения концентраций сопутствующих элементов: по данным ICP-MS (1, 2) и спектрального полуколичественного анализа (3, 4); 1, 3 – борзодовое опробование коренных пород; 2, 4 – литохимическое опробование по ВОР нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений

ломощных (первые метры) зон. Содержания Au в пределах эпицентра повышенных концентраций в отдельных пробах достигают 6,5 г/т.

Сопоставление аналитических методов определения концентраций элементов в ВОР и ПО. Для определения наиболее информативных методов получения максимально достоверных результатов опробования данные спектрально-полуколичественного анализа по литохимическому опробованию (ВОР) нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений шурфов по линии 1 и бороздovому опробованию коренных пород в полотно траншеи Т1 (ПО) были заверены методом ICP-MS. Сопоставление этих данных приведено на рис. 10. Наиболее контрастные данные получены методом ICP-MS. Данные спектрального полуколичественного анализа по содержанию As совершенно не представительны ввиду достаточно высокого порога (<10 г/т) его определения. В то же время, на графике распределения As по данным ICP-MS видно, что концентрации последнего существенно возрастают в пределах золотоносной минерализованной зоны. Аналогичная картина наблюдается на графиках распределения Co, W, Zn и других элементов. Спектральным полуколичественным анализом, выполнявшимся первоначально, повышенных концентраций этих элементов в пределах минерализованной зоны не выявлено.

В результате установлена информативность определения концентраций сопутствующих элементов методом ICP-MS. В этой связи потенциально минерализованные (рудные) интервалы целесообразно анализировать этим методом без применения спектрального полуколичественного анализа. Кроме того, графики распределения сопутствующих элементов демонстрируют, что их содержания в ВОР и ПО по данным ICP-MS практически не отличаются. Это подтверждает высокую информативность опробования нижнего малосмещённого информативного слоя элювиально-делювиальных отложений.

Комплексообразование методов поисков позволило выделить золотоносные минерализованные зоны рудопроявления Южное. По результатам специализированных минералого-геохимических, шлихо-минералогических и изотопно-геохимических исследований определены основные закономерности и особенности состава золотоносных образований. Выявлена высокая ин-

формативность шлихо-минералогического метода, в частности изучения электромагнитной и тяжёлой немагнитной фракций шлиховых проб.

В ходе исследований установлена значимость опробования (литохимического по ВОР, шлихового) нижнего информативного малосмещённого слоя элювиально-делювиальных отложений, в рассматриваемом случае на средней глубине 0,8–1,0 м, позволяющего уже на ранней стадии изучения перспективных площадей и участков определять масштабы золотоносности объекта, с высокой точностью положение золотоносных минерализованных зон для последующей проходки горных выработок, исключая безрудные интервалы, и, таким образом, существенно минимизировать объёмы горно-буровых работ при поисках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горевское* цинково-свинцовое месторождение / В.В.Кузнецов, В.Г.Пономарев, В.А.Акимцев и др. // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 5. С. 3–18.
2. *Гуреев В.Ф., Гребенников А.М.* Методические указания по применению минералого-геохимического шлихового метода при поисках золоторудных месторождений. – М.: ЦНИГРИ, 1979.
3. *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ЦНИГРИ, 2014.
4. *Иванов А.И.* Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36–42.
5. *Константинов М.М.* Золоторудные месторождения типа карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 70–76.
6. *Кряжев С.Г., Гриненко В.А.* Изотопный состав серы золоторудных месторождений основных типов // XIX симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П.Виноградова: Тез докл. ГЕОХИ РАН. М., 2010. С. 191–193.
7. *Кулешов В.Н.* Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. – М.: Наука. 1986.
8. *Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В.* Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшаф-

- тах на примере поисковых работ на большеобъёмное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39–50.
9. Федорчук В.П. О генезисе золоторудных месторождений карлинского типа // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 76–78.
10. Cline J.S. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geological characteristics and viable models // Economic geology. 2005. Vol. 100. P. 451–484.
11. Field C.W., Fifiarek R.H. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment // Reviews in economic geology. 1985. Vol. 2. P. 99–128.
12. Stenger D.P., Kesler S.E., Peltonen D.R., Tapper C.J. Deposition of gold in Carlin-type deposits: The role of sulfidation and decarbonation at Twin Creeks, Nevada // Economic geology. 1998. Vol. 93. № 2. P. 201–215.

Мансуров Ринат Халитович,
кандидат геолого-минералогических наук
rinman81@bk.ru

Кряжев Сергей Гаврилович,
кандидат геолого-минералогических наук
s34@mail.ru

Зеликсон Борис Самойлович

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE YUZHNOE GOLD ORE OCCURRENCE, THE YENISEI RIDGE

R.Kh.Mansurov,
S.G.Kryazhev,
B.S.Zelikson

The paper is devoted to the mineralogical and geochemical characteristics of the Yuzhnoe gold ore occurrence, situated within Sredne-Ishimbinskaya prospective area in the eastern slope of the Yenisei ridge. The results of geochemical prospecting for dispersion flux, geochemical prospecting for secondary dispersion halos, pan concentrate-geochemical prospecting are discussed. Specialized pan concentrate-mineralogical, isotopic-geochemical methods were used during the research. The gold-bearing mineralized zones and potential ore zones within them have been localized as a result of research.

Key words: Yuzhnoe gold ore occurrence, mineralogical and geochemical characteristics, gold-bearing mineralized zones.

Подписка в почтовых отделениях
по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»
(индекс 47218)

Подписка на электронную версию журнала
на сайте Научной Электронной Библиотеки elibrary.ru

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции
Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1
Контактный телефон: 8 (495) 315-28-47. Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 1200 рублей

ПРИРОДА ПРОЦЕССОВ ОСВЕТЛЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТЫ НАКЫНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

Н.Р.Зарипов, П.А.Игнатов

Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе, г. Москва

Ю.В.Васюта

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

О.Е.Ковальчук, Л.В.Лисковая

НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

О.К.Килижеков

Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

Проведён сравнительный газохроматографический анализ красноцветных и осветлённых пород, вмещающих кимберлиты Накынского поля Якутской алмазонасной провинции. Сделан вывод о вероятной связи процессов осветления с воздействием восстановительных углеводородных газов и водорода. Показано, что зоны осветления и связанные с ними газогеохимические ореолы могут служить критериями поисков коренных алмазных месторождений.

Ключевые слова: осветление, кимберлиты, углеводородные газы.

Коренные месторождения алмазов, найденные в начале 90-х годов прошлого века в Накынском поле Западной Якутии, в настоящее время находятся в промышленной разработке (трубки Нюрбинская и Ботуобинская). По обнаруженному здесь в 2006 г. Майскому месторождению дайкового типа в конце 2015 г. запасы алмазного сырья поставлены на учёт в ГКЗ РФ. Центральная часть поля относительно плотно опойскована, однако остаются перспективы открытия мелких алмазонасных трубок и даек. Проведение поисковых работ значительно осложнено перекрытием кимберлитов и вмещающих их нижнепалеозойских пород мощным чехлом юрских морских отложений, скрытым типом рудоконтролирующих структур и сложным геологическим строением района, характеризующимся проявлениями разновозрастных магматических образований и тектонических нарушений. В этой связи использование традиционных шлихо-минералогических и магнитометрических поисков не так эффективно. Авторы развивают

ряд новых в алмазной геологии методов выявления структур, вмещающих кимберлиты [3, 6]. В их числе как косвенный признак рассматривается вторичное осветление красноцветных пород кембрия (далее – осветление) в Накынском поле [4]. Осветлённые породы установлены в зонах тектонических нарушений, прежде всего, контролирующих кимберлиты. Изучение этих новообразований актуально в связи с поисками новых кимберлитовых тел, в том числе алмазонасных. Кроме того, подобные проявления осветления установлены в околотрубочном пространстве кимберлитовых трубок Архангельской алмазонасной провинции [5].

В разрезе осадочного чехла Средне-Мархинского района выделяются два структурных яруса. Нижний сложен вендскими, кембрийскими и ордовикскими морскими терригенно-карбонатными отложениями, верхний – триас-нижне-среднеюрскими континентальными, ниже-среднеюрскими терригенными морскими и четвертичными [7]. Магматизм района представлен

среднепалеозойскими силлами и дайками габбродолеритов трапповой формации и позднепалеозойскими образованиями эруптивных брекчий базитов и кимберлитов [8, 10, 12]. Магматические образования прорывают породы венда, кембрия, ордовика и перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Осветление фиксируется в красноцветных породах позднего кембрия во вскрытой глубокими (180–600 м) скважинами верхней части мархинской свиты. Мощность задокументированной красноцветной толщи по отдельным скважинам достигает 320 м. Общий объём разрезов, включающих данные образования, составил ~7000 пог. м керн поискового и разведочного бурения. Кроме того, изучены стенки карьера трубки Нюрбинская. Осветление представляет собой секущие образования различных форм и размеров белёсого, светло-голубоватого или светло-зеленоватого цвета, ярко выделяющиеся на фоне красно-бурых пород, и напоминает оглеение красноцветных пород, описанное Е.А.Борисенко и А.И.Перельманом [1, 11].

В Накынском кимберлитовом поле в большинстве случаев отмечены два морфологических типа вторичного осветления: прожилковое и субпослойное. Нередко субпослойное осветление непосредственно продолжает прожилковое (рис. 1). Часто они встречаются совместно, имеют идентичный минеральный и химический составы, что позволяет говорить об их единой природе. Субпослойное осветление распространено более широко, чем прожилковое. Его мощность от долей сантиметра до первых метров. Преимущественно наблюдается на контакте с карбонатными породами. При этом мощность под прослоями известняков или доломитов в не-

сколько раз больше, чем над ними. Нижний контакт субпослойного осветления с первично красноцветной породой постепенный и неровный.

Прожилки осветления, как правило, субвертикальные с углами падения порядка 80° и имеют отчётливые границы. Мощность прожилков от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, иногда >10 см. В ряде случаев в осевой части прожилкового осветления прослеживаются нитевидные трещины, в плоскостях которых присутствует тонкозернистое тёмное вещество. По рентгенофазовому анализу в нём, помимо минералов вмещающих пород и рентгеноаморфных фаз (до 26%), часто встречаются гипс (2–49%), иногда – пироксены (4–6%) и серпентин (1–5%) [4].

По разрезам оценочных и разведочных скважин прожилковое осветление отмечалось вблизи контактов с кимберлитами и эруптивными брекчиями базитов, реже самостоятельно. На Майском месторождении [8] оно обнаружено во вмещающих красноцветных породах кембрия вдоль контактов кимберлитовой дайки, а также в ксенолитах этих пород в кимберлитовых брекчиях внутри контура тела. В разрезах наклонных скважин истинная мощность интервалов с осветлением (зон осветления) колеблется от десятков до 75 м. В целом расположение зон маркирует рудовмещающий разлом, а их мощность увеличивается с глубиной (рис. 2).

В карьере трубки Нюрбинская прожилковое осветление установлено на контакте с маломощной жилой кимберлитовых брекчий (рис. 3, а), а также с дайкой долеритов (см. рис. 3, б). Фиксируются вертикальные субпараллельные дайкам прожилки, которые отходят от контактов на несколько десятков метров. В сечении дайки доле-



Рис. 1. Прожилковое и послойное осветление красноцветных алевролитов мархинской свиты верхнего кембрия:

справа – подошва пластов; наклонная скважина, ПР-1, глубина 212,5 м, диаметр керн 10 см

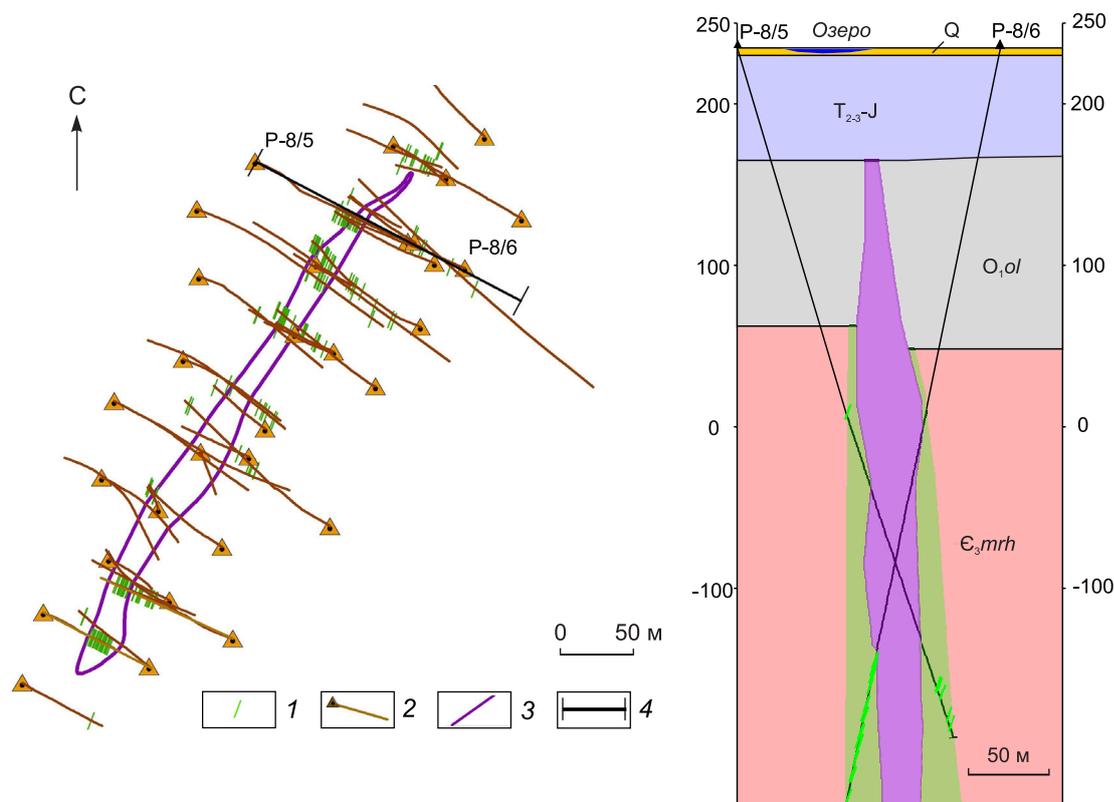


Рис. 2. Распространение прожилкового осветления в красноцветных породах мархинской свиты верхнего кембрия вдоль контактов кимберлитов и на продолжении рудовмещающего разлома в участке выклинивания кимберлитовой дайки Майского месторождения алмазов:

1 – прожилки с осветлением; 2 – проекции наклонных разведочных скважин; 3 – контур тела Майское под чехлом перекрывающих отложений; 4 – линия разреза

ритов имеет место и вторая система прожилков с осветлением другого простирания – вдоль контролирующего кимберлиты Диагонального разлома. Их плоскости параллельны стенке карьера (см. рис. 3, б).

В шлифах участки осветления отличаются лишь отсутствием гидроксидов железа и иногда наличием вторичного доломита. Минеральный состав осветлённых пород определён рентгенофазовым анализом, геохимические характеристики получены по данным рентгенофлуоресцентного и ICP-MS анализов [4]. По данным рентгенофазового анализа 16 проб в осветлённых участках красноцветных пород выявлены примеси магнетита, пироксенов, каолинита, хлорита, серпентина и анкерита (до первых процентов). В осветлении относительно красноцветных пород установлены пониженные содержания, в первую

очередь, железа, а также марганца, калия, титана, цинка и рубидия.

Морфологические и минералого-геохимические особенности зон осветления позволили сделать вывод о вероятном участии газов в их формировании. Для проверки этого предположения были выполнены газохроматографические анализы неизменённых красноцветных и непосредственно примыкающих к ним осветлённых пород (табл. 1). Газохроматографический анализ проводился в лаборатории ЦНИГРИ Ю.В.Васютой при температуре 450°C на хроматографе Agilent 6890 (США). Содержание водорода не определялось. При температуре >350°C в кимберлитах и во вмещающих их осадочных породах раннего палеозоя отмечается скачкообразный рост газовой выделению (рис. 4). Такой режим газоотдачи пород указывает на выделение газов в результате

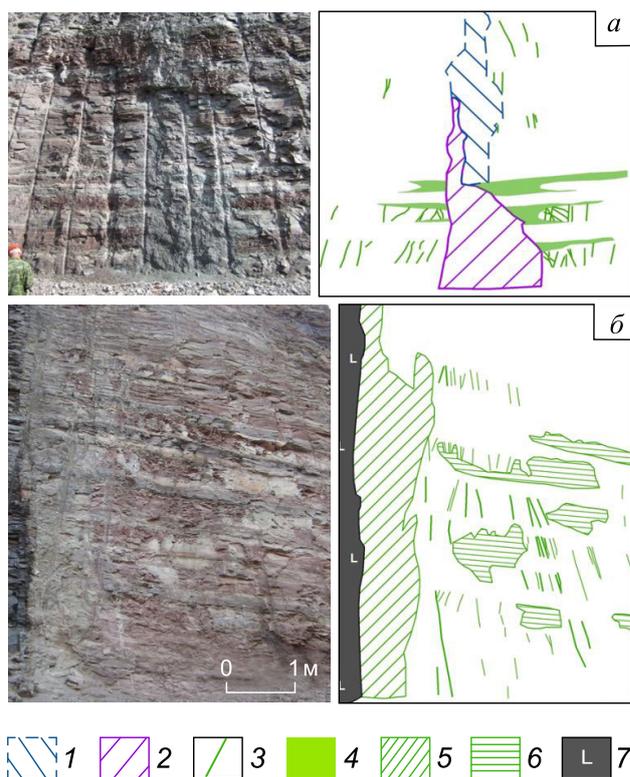


Рис. 3. Осветление около кимберлитовой жилы в северном борту в основании нижнего подступа с отметкой 47,5 м (а) и дайки долерита в северо-восточной стенке карьера тр. Нюрбинская в основании нижнего уступа с отметкой 43,5 м (б):

1 – осветлённая и тектонически нарушенная зона над кимберлитовой дайкой; 2 – кимберлитовая дайка; 3 – проявления прожилкового осветления с плоскостью, перпендикулярной стенке карьера; 4 – субслойное осветление; 5 – осветлённая зона около дайки долеритов; 6 – проявления прожилкового осветления с плоскостью, параллельной стенке карьера; 7 – дайка долерита

вскрытия закрытых пор, т.е. декрепитации флюидных микровключений. Установлено (рис. 5; см. табл. 1), что осветлённые участки породы независимо от их морфологии (послойные или прожилковые зоны) закономерно обогащены метаном, предельными и непредельными углеводородами (в среднем в 1,5–2,5 раза). Прямая корреляция между концентрациями газов в красноцветных и осветлённых породах (см. рис. 5) свидетельствует о том, что зоны осветления являются внутренней частью более обширных газогеохимических ореолов.

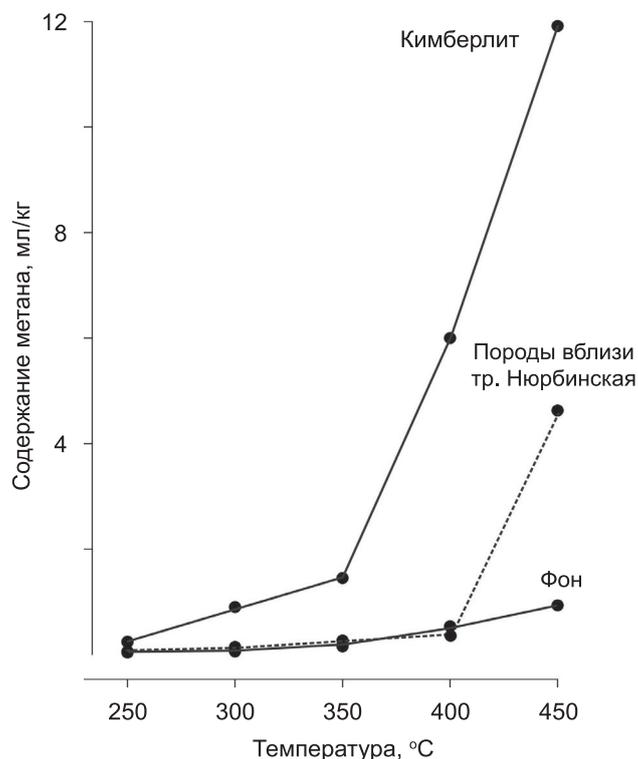


Рис. 4. Динамика выделения метана из пород в зависимости от температуры

По этой же методике ранее выполнены анализы газов как в терригенных и терригенно-карбонатных породах кембрия, так и карбонатных породах ордовика [6]. Выявлена пространственная ассоциация аномалий углекислого газа с кимберлитами и, возможно, другими эндогенными образованиями [9]. Аномальные концентрации углеводородных газов по относительно полно опробованным разрезам осадочных толщ, вскрытых глубоким бурением, встречаются редко и распределены дискретно. В ряде случаев они совпадают с аномалиями углекислого газа.

В связи с повышенными содержаниями углеводородных газов в зонах осветления относительно красноцветных пород кембрия интересно сравнить их с газогеохимическими данными по залегающей выше сероцветной толще ордовика. Для этого рассчитаны средние содержания газов по 116 пробам из сероцветных карбонатных пород олдондинской свиты (см. табл. 1). Содержание углеводородов и CO_2 в красноцветных терригенно-карбонатных породах повышено относительно карбонатных пород (до 5 раз

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

1. Результаты газохроматографических анализов осадочных пород, мл/кг

Номера образцов	Описание	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈
М-22/2-272	Алевролит красноцветный	125	2,55	0,16	1,20	0,14	3,85	0,36	0,19	5,30
	Алевролит осветлённый	126	2,23	0,16	1,21	0,20	3,99	0,34	0,18	4,52
М-22-3-281	Алевролит красноцветный	133	2,46	0,08	2,16	0,17	2,65	0,24	0,22	2,70
	Алевролит осветлённый	135	4,47	0,21	3,01	0,42	4,97	0,82	0,44	4,88
ПР-3-298	Алевролит красноцветный	215	1,18	0,05	0,64	0,05	3,43	0,11	0,12	3,83
	Алевролит осветлённый	221	2,02	0,16	1,08	0,14	4,70	0,25	0,21	8,20
ПР-3-312.5	Алевролит красноцветный	167	0,80	0,07	0,67	0,07	2,28	0,18	0,13	6,73
	Алевролит осветлённый	509	8,38	1,16	5,09	0,59	11,77	0,16	0,23	11,84
ПР-7/1-432.5	Алевролит красноцветный	138	2,66	0,07	0,95	0,06	2,25	0,04	0,03	2,13
	Алевролит осветлённый	137	2,11	0,10	1,03	0,09	2,90	0,08	0,07	3,22
ПР-8/1-262.5	Алевролит красноцветный	220	2,31	0,10	0,89	0,13	2,87	0,00	0,00	2,60
	Алевролит осветлённый	145	2,36	0,19	1,30	0,17	4,24	0,22	0,13	8,09
ПР-8/1-280	Алевролит красноцветный	124	2,04	0,09	0,92	0,11	2,95	0,10	0,07	3,90
	Алевролит осветлённый	167	2,40	0,34	1,74	0,31	8,16	0,67	0,22	10,36
Р-7/3-291.5	Алевролит красноцветный в кимберлитовой брекчии	105	2,06	0,13	1,10	0,16	3,41	0,32	0,11	3,82
	Алевролит осветлённый в кимберлитовой брекчии	153	2,32	0,19	1,78	0,22	5,53	0,65	0,31	8,44
Р-7/3-295.5	Алевролит красноцветный в кимберлитовой брекчии	221	4,27	0,12	1,22	0,09	4,14	0,08	0,07	5,06
	Алевролит осветлённый в кимберлитовой брекчии	155	2,58	0,13	1,10	0,13	3,51	0,22	0,18	5,59
Р-7/3-318	Алевролит красноцветный в кимберлитовой брекчии	226	2,47	0,10	0,97	0,09	2,57	0,09	0,10	2,74
	Алевролит осветлённый в кимберлитовой брекчии	230	2,82	0,12	1,15	0,12	2,97	0,16	0,14	3,51
Осветлённые породы мархинской свиты (среднее)		198	3,17	0,28	1,85	0,24	5,27	0,36	0,21	6,87
Красноцветные породы мархинской свиты (среднее)		167	2,28	0,10	1,07	0,11	3,04	0,15	0,10	3,88
Сероцветные карбонатные породы олдондинской свиты (среднее по 116 пробам)		114	0,46	0,09	0,18	0,08	0,70	0,12	0,04	0,85

по отдельным компонентам). Эти данные, с одной стороны, могут говорить о глубинном источнике газов, с другой – о вероятном экранирующем влиянии плотных известняков и доломитов олдондинской свиты ордовика. Последнее по принципу скейлинга хорошо согласуется с расширением прожилков в контакте с субслоистым осветлением под подошвой карбонатных слоёв. Следует отметить, что по единичным пробам в ордовикских породах установлены концентрации не только углеводородов и CO_2 , но и водорода (табл. 2). Интенсивность выделения последнего из пород также скачкообразно возрастает при температурах $>400^\circ\text{C}$.

Наличие широко распространённого послослойного осветления и его пространственная связь с прожилковым, а также преимущественное присутствие субслоистого осветления в подошвах пластов известняков и доломитов указывают на возможное микробиальное происхождение осветления в катагенезе [1, 11]. В бедные органическим веществом красноцветные алевролиты могла отжиматься вода с органическим веществом, необходимым для жизнедеятельности восстанавливающих железо анаэробных бактерий.

Вторичное прожилковое и ассоциирующее с ним субслоистое осветление могло быть обусловлено восстановительными гидротермальными растворами или газами. Последнее более вероятно, поскольку в осветлённых породах по сравнению с красноцветными разностями не обнаруживается существенных изменений минерального состава. Кроме того, приведённые

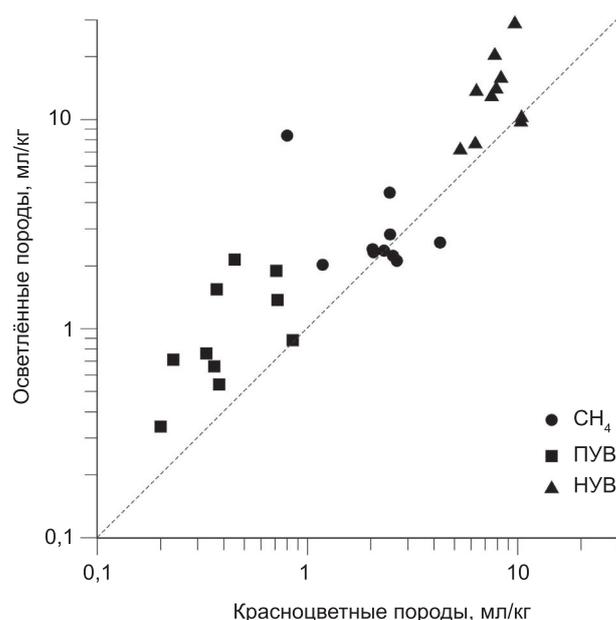


Рис. 5. Соотношение концентраций метана, предельных (ПУВ) и непредельных (НУВ) углеводородов в красноцветных и осветлённых породах

выше данные свидетельствуют о большей насыщенности осветлённых участков высокотемпературными микровключениями восстановленных газов.

Таким образом, распространение прожилкового осветления в красноцветных породах около кимберлитов, эруптивных брекчий базитов и даек основных пород, а также повышенные содержания углеводородов позволяют связать

2. Результаты газохроматографических анализов карбонатных пород, 10^{-3} мл/кг

№№ скв./м	T, °C	CO_2	CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8	C_3H_6	$i\text{C}_4\text{H}_{10}$	$n\text{C}_4\text{H}_{10}$	C_4H_8 I	C_4H_8 II	H_2
16-138/518	100	7,3	617,2	53,8	0,7	2,0	0,7	0,5	1,5	0,0	0,6	0,0
	200	31,0	5840,7	573,4	4,3	7,8	16,7	1,5	5,1	4,6	11,7	0,1
	300	26,1	4630,5	532,5	290,8	42,0	255,9	112,2	60,5	208,0	94,7	0,7
	400	59,6	4630,5	1208,3	760,3	238,1	574,4	74,2	144,5	122,9	102,4	4,4
	500	244,8	8171,5	1925,2	489,6	347,5	500,0	48,8	169,8	75,5	64,0	8,5
	600	913,9	10 350,6	1024	25 344	87,8	180,1	6,3	36,1	36,5	29,4	22,0
564-437/433	100	4,4	4,8	0,4	0,2	1,9	0,2	0,2	0,4	0,0	0,4	0,1
	200	44,0	54,7	6,5	1,8	8,6	6,1	1,8	3,0	2,3	4,4	0,6
	300	48,4	106,6	13,7	21,2	5,8	23,5	2,9	4,6	79,4	16,4	0,7
	400	391,7	936,3	156,2	218,9	78,1	214,3	9,8	19,5	58,9	38,4	5,6

Примечание. Образцы керна карбонатных пород, отобранного из разведочных скважин Нюрбинского месторождения, проанализированы Е.А.Белкиной под руководством д-ра техн. наук В.С.Лебедева в лаборатории ВНИИгеосистем.

процессы осветления с воздействием глубинных восстановительных газов. Главным восстановителем железа, очевидно, был водород, присутствие которого в смеси с углеводородами определено в нижнепалеозойских осадочных породах Накынского поля (см. табл. 2). Вынос железа, возможно, связан с гидрокарбонат-ионом HCO_3 , в свою очередь, образованным в результате растворения карбонатов под воздействием углекислоты. Косвенным подтверждением этого является повышенное содержание углекислоты в большинстве проб осветлённых алевролитов по сравнению с красноцветными разностями (см. табл. 1).

Не исключено, что поступление снизу высокотемпературных углеводородов, CO_2 и водорода происходило по трещинам на этапе катагенеза при отжати восстановительных формационных вод. Однако могли существовать и другие источники глубинного водорода, в том числе следующие.

- Залежи углеводородов, содержащих свободный водород. О наличии скоплений углеводородов в Накынском поле свидетельствуют высокие концентрации метана в подмерзлотных рассолах [2], характерные для газовых залежей промышленных масштабов [14]. Во многих случаях при расколе керна глубоких скважин чувствовался запах керосина. Зафиксировано присутствие битумов в прожилках одной из скважин на глубине 480 м. Отметим, что Накынское поле входит в район развития битумов и регионально распространённых нефтегазоносных кембрийских силигирской, чукукской и мархинской свит и ордовикской маркокинской (олдондинской) [13].
- Распад углеводородов на составляющие элементы, включая водород, под действием сверхвысокого давления и высокой температуры на контакте с кимберлитами и другими магматическими породами.
- Мантийный водород, поступающий в приповерхностные горизонты земной коры по зонам глубинных разломов и рифтовым зонам (С.В.Белов, А.М.Портнов, В.Л.Сывороткин и др., 2009 г.).
- Водород, образующийся при серпентинизации оливина. В этом отношении показательны результаты экспериментов по реакции оливина с водным раствором NaCl (0,6 моль/кг),

содержащим 8,9 моль/кг NaHCO_3 , которая длилась при давлении 500 бар и температуре 300°C [15]. В начале процесса выделяется CO_2 , затем водород, метан и его тяжёлые гомологи.

- Водород, образующийся в процессе диссоциации захороненных подземных вод при фреатических взрывах, происходящих в процессе быстрого внедрения флюидизированных кимберлитовых и базитовых магм.

Данные о геологическом положении, минеральном, элементном составе зон осветления и распределении в них углеводородов позволяют считать, что процессы осветления главным образом могут быть связаны с поступлением глубинных восстановительных газов, в том числе водорода. Источники газов могли быть разными. Наиболее вероятные из них – нефтегазовые скопления, залегающие в нижних горизонтах рифей-палеозойского разреза. Не менее вероятно формирование газовых флюидов в процессе фреатических взрывов, сопровождавших внедрение флюидизированных кимберлитовых и базитовых магм. В прикладном аспекте особенно интересны газы, продуцируемые при серпентинизации оливина, породообразующего минерала кимберлитов. В целом газогеохимические аномалии как признаки флюидного магматизма [9] могут служить маркерами кимберлитов и соответствующим поисковым критерием коренных алмазных месторождений. Соответственно, задачей дальнейших исследований должен быть более детальный анализ состава и морфологии газогеохимических ореолов в осадочных породах, вмещающих алмазоносные кимберлиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. – М.: Наука, 1980.
2. Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криолитогеология алмазных месторождений Западной Якутии. – Иркутск: Изд-во ИГГУ, 2008.
3. Игнатов П.А. Методы обнаружения скрытых рудоконтролирующих структур в осадочных толщах на примерах месторождений урана и алмазов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: XXI Междунар. научн. конф., посв. 100-летию академика В.И.Смирнова. М., 2010. Т. 1. С. 169–186.

4. *Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Килижеков О.К., Лисковая Л.В.* Осветление кембрийских красноцветных пород Накынского поля Якутской алмазоносной провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. 2016. № 5. С. 26–34.
5. *Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Ким В., Гунин А.П.* Типы осветленных красноцветных кимберлитовмещающих пород венда-кембрия Зимнебережного района Архангельской области // Изв. вузов. Геология и разведка. 2015. № 2. С. 15–21.
6. *Ковальчук О.Е., Игнатов П.А., Кряжев С.Г.* Методика локального прогнозирования кимберлитовых тел на основе комплексного исследования вторичной постмагматической минерализации кимберлитов и вмещающих пород, а также продуктов разрушения кимберлитов // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Мат-лы V полевого научно-практического семинара. Айхал, 2015. С. 96–106.
7. *Никулин И.И., Савко А.Д.* Литология алмазоносных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Тр. научно-исследовательского ин-та геол. Воронежского гос. ун-та. Воронеж, 2009.
8. *Новое тело высокоалмазоносных кимберлитов в Накыньском поле Якутской кимберлитовой провинции / А.В.Толстов, В.А.Минин, В.Б.Василенко и др.* // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 227–240.
9. *Ореолы углекислого газа в карбонатных породах, вмещающих дайково-жильные кимберлитовые тела Накынского поля Якутии / П.А.Игнатов, А.М.Шмонов, К.В.Новиков и др.* // Руды и металлы. 2014. № 3. С. 39–46.
10. *Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции / М.Д.Томшин, А.С.Фомин, В.П.Корнилова и др.* // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1693–1703.
11. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. – М.: Изв. высшей школы, 1961.
12. *Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилкойского рифта: состав, источники, геодинамика / А.И.Киселев, В.В.Ярмолюк, К.Н.Егоров и др.* // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 626–648.
13. *Фомичев А.С.* Еще раз о нефтепроявлениях в кимберлитовых трубках Якутии // Геология нефти и газа. 2008. № 5. С. 58–64.
14. *Якубсон Г.П., Булычев М.М., Самсонов Ф.Н.* Газогидрохимическая зональность и критерии нефтегазоносности локальных структур // Водорастворенные газы нефтегазоносных бассейнов. М., 1991. С. 16–29.
15. *Berndt M.E., Allen D.E., Seyfried W.E.* Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300°C and 500 bar // Geology. 1996. Vol. 24. № 4. P. 351–354.

Зарипов Наиль Ринатович,
аспирант
nail750@mail.ru

Игнатов Пётр Алексеевич,
доктор геолого-минералогических наук
petrignatov@gmail.com

Васюта Юрий Васильевич,
научный сотрудник
s34@mail.ru

Ковальчук Олег Евгеньевич,
главный инженер
KovalchukOE@alrosa.ru

Лисковая Людмила Валентиновна,
кандидат геолого-минералогических наук
LiskovayaLV@alrosa.ru

Килижеков Олег Константинович,
главный геолог
KilizhekovOK@alrosa.ru

THE NATURE OF BLEACHED COUNTRY ROCKS HOSTING KIMBERLITES OF NAKYN DIAMONDIFEROUS FIELD, YAKUTIA

N.R.Zaripov, P.A.Ignatov, Yu.V.Vasyuta, O.E.Kovalchuk, L.V.Liskovaya, O.K.Kilizhekov

New gas geochemistry data of bleached Cambrian red-colored rocks in Nakyn field of Yakutian diamondiferous province was obtained. The conclusion about the probable connection of bleaching processes with the impact of the hydrocarbon gases and hydrogen is made. It is shown that the bleached rocks and related gas-geochemical halos can serve as exploration criteria for primary diamond deposits.

Keywords: bleaching, kimberlites, hydrocarbon gases.

ГИПЕРГЕННЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТА ИЗ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИЖНЕ-МЯКИТСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО ПОЛЯ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

И.С.Литвиненко,
Л.А.Шилина

Северо-Восточный комплексный научно-
исследовательский институт им. Н.А.Шило ДВО РАН,
г. Магадан

Изученные гипергенные новообразования золота представлены высокопробными каймами и прожилками в гипогенном золоте и различными разновидностями вторичного золота. Образования вторичного золота относятся к губчатому и «горчичному» видам. Губчатые выделения сложены агрегатами сросшихся глобул весьма высокопробного самородного золота размером 1–3 мкм. Для «горчичных» образований характерен сотовый каркас из сросшихся микрочастиц самородного золота чаще всего пробностью 800–900‰, обычно переходящий в монолитную более высокопробную оболочку. Поровое пространство в губчатом и «горчичном» золоте нередко заполнено в разных пропорциях оксидами (гидроксидами) золота и железа. В небольшом количестве отмечены дисперсные агрегаты гидроксидов золота и железа.

Ключевые слова: Северо-Восток России, россыпи, зона гипергенеза, вторичное золото.

Несмотря на то что Северо-Восток России – крупнейший и богатейший регион экзогенной золотоносности, вопросы образования гипергенных минеральных выделений золота (самородного и его соединений) в процессе разрушения коренных источников и формирования многочисленных россыпных месторождений остаются слабо изученными. Это связано с тем, что основная масса россыпных месторождений здесь формировалась за счёт коренных источников малосульфидной золото-кварцевой формации с крупным самородным золотом. Активное же развитие гипергенных новообразований золота отмечается при разрушении рудных проявлений с высоким содержанием сульфидов и химических соединений золота с другими элементами, большим количеством тонкодисперсных выделений самородного золота в сульфидах [12]. Гипергенные новообразования золота на Северо-

Востоке России рассматривались в отдельных публикациях [15, 17 и др.].

В последние годы активные поиски и разведка на Северо-Востоке России золото-серебряных и золото-редкометалльных рудных месторождений нашли отражение в появлении серии работ, посвящённых распространённым на этих месторождениях гипергенным минералам (в том числе соединениям золота). Теоретические обоснования развития процессов гипергенного минералообразования в зонах окисления эпохи планации рельефа на Северо-Востоке России изложены в работах [8, 13, 14 и др.].

Авторами гипергенные новообразования золота выявлены в слабо преобразованных аллювиальными процессами остаточных россыпях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля Мякит-Хурчанского золотоносного узла. Химический состав их определялся на микросондовом

анализаторе Camebax № 304 (Cameca) с применением энергодисперсионного рентгеновского спектрометра X-Max-50 (Oxford Instruments) (аналитики Т.В.Субботникова, Е.М.Горячева, СВКНИИ ДВО РАН). В целях подтверждения возможности присутствия в них, помимо Au и Ag, других элементов, прежде всего кислорода, они изучались и на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 (Karl Zeiss) с рентгеновской системой энергодисперсионного микроанализа Quantax (Bruker) (аналитик О.Т.Соцкая, СВКНИИ ДВО РАН). И хотя полученные с использованием этого приборного обеспечения данные о содержании кислорода полуколичественные и не могут служить основанием для точных расчётов формулы исследованных минеральных образований, представление об их составе они дают. Текстурное строение гипергенных новообразований золота изучалось на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 (аналитик О.Т.Соцкая, СВКНИИ ДВО РАН) при увеличениях до 3,5 тыс. раз.

Проведённые исследования позволили расширить известное ранее видовое разнообразие гипергенных выделений золота на Северо-Востоке России, получить новые представления об их генетических особенностях и оценить роль химического фактора в высвобождении золота, участвующего в формировании рассматриваемых россыпей.

Нижне-Мякитское рудно-россыпное поле находится в северо-западной части Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла на юго-восточном фланге Яно-Колымского золотоносного пояса. В тектоническом отношении оно приурочено к зоне юго-восточного замыкания Яно-Колымской складчатой системы вблизи её границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (рис. 1). В его пределах в настоящее время известны три рудных проявления и шесть россыпных месторождений (см. рис. 1).

Россыпные месторождения располагаются в долинах р. Мякит и её левых боковых притоках (см. рис. 1). Долины ручьёв хорошо разработаны, корытообразной формы. Поверхность их коренного ложа в поперечном и продольном разрезах неровная с многочисленными западинами и котловинами. Выполняющие долины рыхлые отложения представлены аллювием, подстилающим его долинным элювием (реликты линейной коры химического выветривания) и развитыми у бортов склоновыми образованиями.

Россыпи представляют собой ленточные залежи, приуроченные преимущественно к пойменной части долин ручьёв. Они состоят из серий элементарных россыпей (богатых блоков), соединяющихся между собой слабо золотоносными участками (см. рис. 1). Золотоносный пласт чаще всего размещается в реликтовых образованиях коры выветривания. Основная масса тяжёлой фракции россыпей представлена оксидами и гидроксидами железа, гематитизированными и лимонитизированными обломками пород. В незначительном количестве отмечаются пирит, галенит, арсенопирит, касситерит, шеелит, вольфрамит, ильменит, халькопирит, самородные золото, медь и серебро. Интересная особенность – присутствие натёчно-скорлуповатых очень плотных образований гидроксидов железа с содержаниями Au до нескольких сотен грамм на 1 т, видимых выделений самородного золота в которых не выявлено. Средняя крупность золота в россыпях варьирует от 0,86 до 1,34 мм. Доля неокатанных золотин по месторождениям составляет до 60%. Они встречаются на всём протяжении россыпей. Генезис россыпей можно охарактеризовать как остаточно-аллювиальный.

Основная масса металла в россыпях имеет гипогенный генезис. По пробности достаточно определённо выделяются четыре группы (генерации) золота: весьма низкопробная (350–500‰), низкопробная (500–700‰), низко-среднепробная (700–850‰) и высокопробная (850–1000‰). В россыпях они присутствуют в различных пропорциях. Их парагенетические ассоциации (табл. 1) указывают на поступление золота из рудных проявлений различных минеральных типов, формировавшихся в ходе развития единой рудно-магматической системы.

Согласно классификации морфогенетических типов золота [2] и установленным типоморфным признакам самородного золота в рудных месторождениях различных формаций [3], гипогенное золото из рассматриваемых россыпей образовалось в ходе гидротермальных процессов в близповерхностных, переходных к среднеглубинным и среднеглубинным условиям в ходе становления золото-серебряного и золото-редкометального оруденения.

Гипергенные образования золота в исследованных россыпях встречаются весьма часто. Они представлены высокопробными оболочками (на срезе золотин каймами), прожилками в гипо-

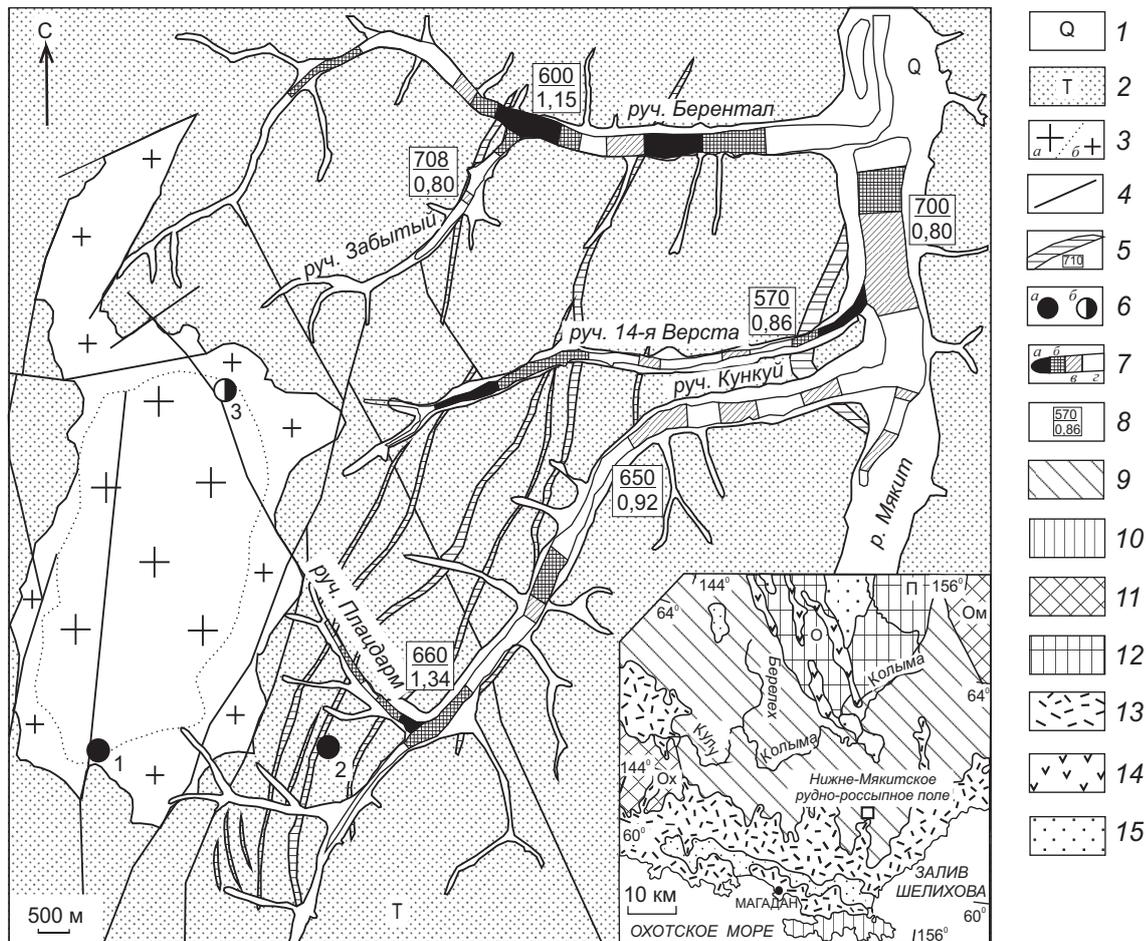


Рис. 1. Геологическая схема Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля:

1 – четвертичные аллювиальные отложения речных долин; 2 – триасовые терригенные и вулканогенно-терригенные отложения Балыгычанского поднятия Яно-Колымской складчатой системы; 3 – раннемеловые интрузии биотитовых гранитоидов среднезернистого (а) и мелкозернистого (б) составов Берентальского штока; 4 – разрывные нарушения; 5 – минерализованные зоны дробления с прожилково-жильным окварцеванием и вкрапленно-прожилковой рудной минерализацией; 6 – рудные проявления с золото-редкометальной (а) и золото-серебряной (б) минерализацией (1 – Фронт, 2 – Кункуйское, 3 – Берентал); 7 – контуры россыпей с очень богатыми (а), богатыми (б), относительно богатыми (в) и бедными (г) участками; 8 – средняя пробность (числитель) и средняя крупность (знаменатель) самородного золота в россыпях по разведочным данным; на врезке: 9 – Верхояно-Чукотская, 10 – Корякско-Камчатская складчатые области, 11 – Охотский (Ох), Омолонский (Ом) срединные массивы, 12 – Омүлёвское (О), Приколымское (П) поднятия, 13 – Охотско-Чукотский, 14 – Уяндино-Ясачненский вулканогенные пояса, 15 – наложенные кайнозойские впадины

генном золоте и различными разновидностями вторичного золота.

Высокопробные каймы на гипогенном золоте, являющиеся зоной его преобразования в гипергенных условиях, в россыпных месторождениях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля распространены очень широко. Наибольшая доля золотин с гипергенными каймами отмечает-

ся в россыпях р. Мякит, ручьёв Кункуй и 14-я Верста. Меньше их в россыпях ручьёв Забытый, Плацдарм и Берентал (табл. 2).

Колебания доли золотин с высокопробными каймами по рассматриваемым россыпным месторождениям, в первую очередь, объясняются различным содержанием в россыпях выделенных разнопробных групп (генераций) золота.

Золото разных генераций отличается масштабами развития гипергенных преобразований. Высокопробные каймы наиболее характерны для золотин низкопробной и весьма низкопробной генераций (см. табл. 2). Такая особенность развития высокопробных кайм на разнопробном золоте подчёркивается многими исследователями [9, 12 и др.] и объясняется более интенсивным проявлением процессов гипергенных преобразований на более низкопробном золоте. По мнению В.В.Мурзина и А.А.Малюгина [5], большая распространённость высокопробных кайм среди низкопробных золотин может быть связана с более длительным их пребыванием в гипергенной среде.

В нашем случае наибольшая распространённость высокопробных кайм среди низкопробного золота, прежде всего, определяется временным фактором: располагаясь в верхних частях рудных систем, низкопробные разности золота при денудации коренных источников первыми начинали подвергаться гипергенным преобразованиям. Решающая роль в развитии высокопробных кайм временного фактора подтверждается установленной закономерностью возрастания доли золотин с высокопробными каймами в более крупных фракциях металла.

Высокопробные каймы обычно представлены неодинаковыми по ширине фрагментами. Статистических количественных данных об их мощности на золотинах разных генераций нет, но в целом можно отметить, что наибольшую мощность они имеют на золоте низкопробной генерации. Это, очевидно, определяется более ранним поступлением низкопробного золота по сравнению с более высокопробным в зону гипергенеза.

Граница кайм с матрицей очень резкая, часто угловатая. Ширина её не превышает нескольких микрометров (рис. 2). В большинстве случаев примыкающие к границе между высокопробными каймами и неизменённой частью золотин очень слабо выраженные переходные зоны имеют ширину несколько микрометров (см. рис. 2).

Высокопробные гипергенные каймы сложены практически чистым золотом пробностью от 970 до 1000‰. Прослеживается очень слабая положительная зависимость состава каймы от состава материнской золотины (рис. 3, а). Содержание золота в пределах кайм изменяется незначительно (до 1–2 мас. %), возрастая от внутреннего края к внешнему. При этом отмечается ступенчатый характер изменения концентраций золота и серебра (см. рис. 2). Наиболее распро-

1. Минеральный состав микровключений в гипогенном самородном золоте из россыпных месторождений, %

Группа золота, ‰	Пирит	Арсенопирит	Пирротин	Лёллингит	Галенит	Сфалерит	Акантит	Халькопирит	Ютенбогардит	Тетрадимит	Теллурид Bi	Самородные			Сульфотеллуриды		Висмутовые сульфосоли	
												Bi	Pb	Sb	Bi	Ag	Pb	Pb-Ag
350–500	6	6	13	–	38	6	6	–	6	–	–	6	6	–	–	–	6	–
500–700	–	18	9	–	45	–	–	–	–	–	9	10	–	9	–	–	–	–
700–850	8	17	–	8	17	–	–	8	–	–	8	17	–	–	–	8	–	8
850–1000	17	–	–	–	–	–	–	–	–	17	17	33	–	–	17	–	–	–

Примечание. Прочерк – минерал не обнаружен.

2. Доля золотин с высокопробными каймами, %

Россыпи	Число золотин, шт.	Группа самородного золота, ‰				Всего
		350–500	500–700	700–850	850–1000	
руч. Кункуй	121	75,0	88,9	75,9	50,0	75,2
руч. Плацдарм	126	56,3	66,7	37,3	30,8	46,0
руч. 14-я Верста	126	61,3	88,2	37,5	9,1	69,0
руч. Забытый	63	100,0	84,6	19,6	100,0	36,5
руч. Берентал	139	32,0	67,5	46,9	50,0	58,3
р. Мяжит	104	100,0	96,4	87,5	75,0	92,3
Суммарное	679	54,9	81,8	51,7	37,8	64,1

странены каймы пробностью ~1000‰ (см. рис. 3, б). Выявляющаяся на гистограмме дискретность состава кайм указывает на то, что удаление серебра из зоны разрушения гипогенной золотины сопровождается перестройкой первоначальной кристаллической системы Au–Ag с образованием новых стехиометрических соединений этих элементов.

По классификации Г.В.Нестеренко [7], изученные на самородном золоте из россыпных месторождений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля высокопробные каймы являются каймами замещения и перекристаллизации. Образование кайм замещения, по представлениям Н.В.Петровской [12], связано с процессами электрохимической коррозии. По Дж.К.Гроену с соавторами [20], их образование происходит по разработанной ими модели «самоэлектрорафинирования». Каймы перекристаллизации возникают в результате генерации в приповерхностных слоях золотин дефектов кристаллической решётки золота вследствие выноса атомов серебра [9, 12 и др.], что приводит к проявлению

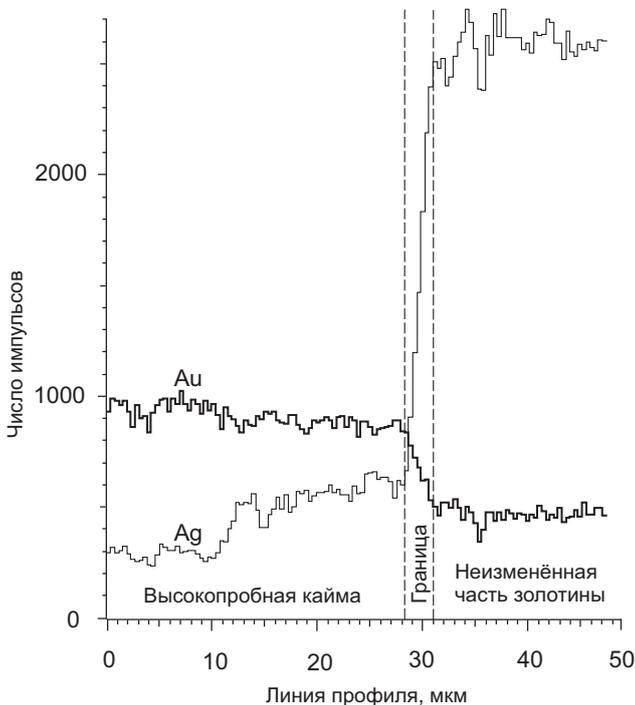


Рис. 2. Характер изменения концентраций золота и серебра в золотине с высокопробной оболочкой от края её среза к центру (монтированный аншлиф, микроанализатор Camebax, энергодисперсионный спектрометр X-Max-50)

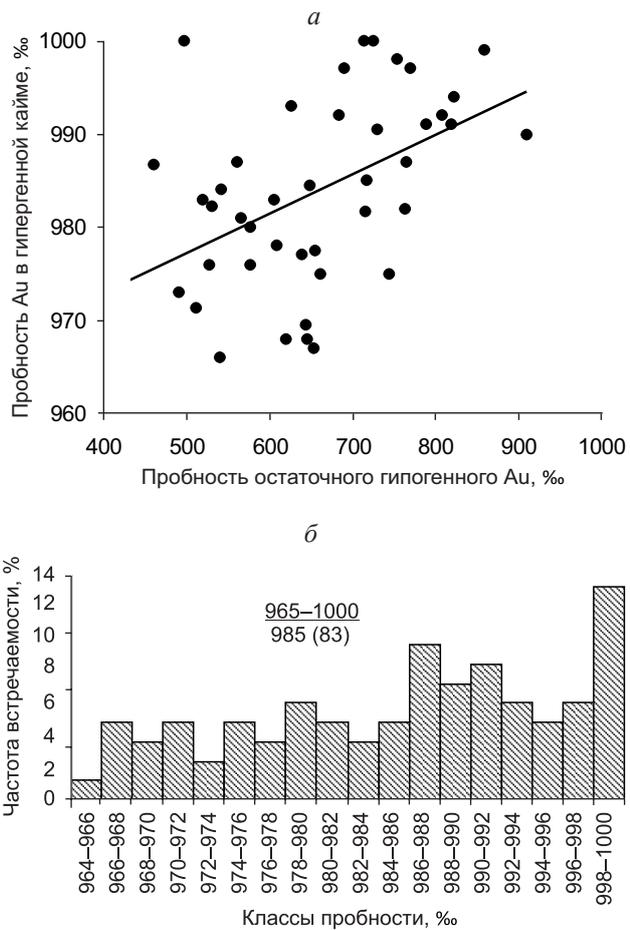


Рис. 3. Зависимость пробности золота в высокопробных гипергенных каймах от пробности остаточного гипогенного золота (а) и гистограмма пробности золота в высокопробных гипергенных каймах (б):

линия тренда построена с использованием линейного уравнения $y=tx+b$; дробь на гистограмме: в числителе – предел колебаний пробности, в знаменателе – средняя пробность, в скобках – число анализов, шт.

процессов перерождения внутренней структуры золота. Их развитие стимулируется механическим деформированием приповерхностных слоёв золотин [17].

Высокопробные прожилки фиксируются сравнительно реже, чем каймы, и обнаружены только в золотинах низкопробной генерации. Они развиваются по границам слагающих золотины зёрен, постепенно выклиниваясь или разветвляясь от поверхности в глубь золотин. Границы прожилков со слагающими золотины зёрнами извили-

стые, слегка размытые. При большом увеличении видно их зубчатое строение. Эти особенности высокопробных прожилков указывают на то, что наиболее вероятный механизм их образования – это вынос в процессе самодиффузии серебра из приповерхностных слоёв слагающих золотины зёрен и проявление интратрудной перекристаллизации золота.

Минеральные соединения золота, отлагающиеся в гипергенных условиях, в минералогической практике получили названия *вторичного* и *нового золота*. Образование первого из них связывают с зонами окисления, второго – с процессами формирования аллювиальных россыпей. Признаков, свидетельствующих об отложении исследованных новообразований золота в ходе развития аллювиальных процессов, не установлено. Все они рассматриваются как вторичное золото. Проявление процессов активного химического выветривания в ходе планации орогенных морфоструктур на изучаемой территории подтверждается присутствием реликтов линейной коры химического выветривания и зон окисления.

По сложению и составу выявленные образования вторичного золота относятся к так называемому губчатому и «горчичному» золоту. В небольшом количестве отмечены слабо изученные агрегаты гидроксидов золота и железа. Анализ имеющихся описаний губчатых и «горчичных» разновидностей вторичного золота показывает, что такое его разделение весьма условно. В данной работе к губчатому золоту нами отнесены гипергенные образования самородного золота, пористое строение которых отчётливо наблюдается в оптическом микроскопе при увеличениях <500 раз. В россыпях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля оно распространено локально. Губчатые образования вторичного золота присутствуют главным образом в верхних частях россыпей ручьёв Кункуй и 14-я Верста, в россыпи руч. Плацдарм, а также на локальных участках в устьевой части россыпи руч. Кункуй и в россыпи р. Мякит (устье руч. 14-я Верста). В ходе выполненных исследований изучены самостоятельное зерно губчатого золота, его выделения в углублениях и в виде фрагментов оболочек на поверхности золотин.

Исследованное самостоятельное зерно губчатого золота относится к классу крупности 0,1–0,25 мм. Оно уплощённо-комковидной массив-

ной формы с угловатыми очертаниями и бугорчато-ямчатой поверхностью. Цвет с поверхности жёлтый с матовым блеском. В монтированном аншлифе на сканирующем электронном микроскопе выявлено его очень сложное текстурное строение (рис. 4). Представляет собой агрегат сросшихся друг с другом микрочастиц (глобул) самородного золота, разбитый трещинами различной величины на микроагрегаты. С поверхности он покрыт тонкой монокристаллической оболочкой самородного золота с наросшим на ней различной плотности и толщины слоем глобул. Наличие данного слоя обуславливает матовый блеск поверхности зерна.

Внешняя оболочка зерна в совокупности толщиной ~1 мкм. Размер глобул в его ядерной части в поперечном сечении колеблется от долей микрометра до 3 мкм и составляет в основном ~2 мкм. Агрегация микрочастиц определяется их срастанием в точках соприкосновения. Срастание, а равно и нарастание микрочастиц, в подобных агрегатах объясняется их высокой поверхностной энергией [11]. При рассмотрении состава зерна следует отметить следующее. Область возбуждения анализируемого материала под действием электронного пучка на используемых приборах составляет в диаметре 4–5 мкм. Поскольку выделения вторичного золота представляют собой агрегаты из микрочастиц размером <4–5 мкм, в область возбуждения попадает и пространство между частицами. Если оно пустое, то это отражается в дефиците сумм содержания элементов, а если заполнено минеральным веществом, то получается суммарный результат содержания элементов во всех минеральных образованиях, попавших в область возбуждения. Корректно разбраковать его на составляющие не представляется возможным. Это определяет некоторую условность в установлении химического состава входящих в такие агрегаты минеральных соединений и их видового разнообразия.

В исследованном зерне губчатого золота сросшиеся в агрегат глобулы и покрывающая агрегат оболочка сложены практически чистым самородным золотом (табл. 3). Межглобулярное пространство, как правило, пустое, лишь в отдельных случаях в небольшом количестве в нём присутствуют оксидные или гидроксидные (содержание водорода не определялось) соединения золота. Трещины между микроагрегатами

глобул, а также полости между микроагрегатами глобул и внешней оболочкой заполнены в разных пропорциях оксидами (гидроксидами) золота и железа с примесью глинистых частиц.

Образования губчатого золота в углублениях на поверхности золотин, как и самостоятельные губчатые зёрна, очень редки. Выделение губчатого золота в углублении на поверхности весьма низкопробной золотины представляет собой ажурный агрегат из сросшихся удлинённых мелких (в поперечнике <1 мкм) глобул (см. рис. 4, в), сложенных очень высокопробным самородным золотом (см. табл. 3). Пространство между ними заполнено чередующимися в различных пропорциях оксидами (гидроксидами) золота и железа, на отдельных участках с примесью глинистых частиц.

Фрагментарные оболочки губчатого золота наиболее распространены на золотилах весьма низкопробной генерации (табл. 4). Связано это, очевидно, с минеральным составом и условиями нахождения золота в рудных проявлениях, из которых в россыпь поступали весьма низкопробные золотины. Для них было характерно большое количество тонкодисперсного золота в сульфидах, перешедшего при их окислении в раствор.

Оболочки губчатого золота обычно располагаются поверх описанных высокопробных гипергенных оболочек. Они состоят как из однослойных наростов сросшихся друг с другом очень мелких глобул практически чистого самородного золота (см. рис. 4, г, табл. 3, зерно 129-13), так и из сросшихся друг с другом микроагрегатов глобул (см. рис. 4, д). Во втором случае оно может быть сложено не только весьма высокопробным, но и высокопробным золотом (см. табл. 3). На отдельных золотилах оболочки губчатого золота представляют собой многослойные срастания микроагрегатов глобул самородного золота с оксидами (гидроксидами) золота (см. рис. 4, е, табл. 3).

Длительное время образование «горчичного» золота, названного так за специфический жёлто-бурый цвет и землистый облик его выделений, связывали с разложением в зоне окисления теллуридов золота, серебра и висмута в золото-теллуридных рудах. Позднее оно было выявлено на золото-сурьмяных, золото-сульфидных и других типах месторождений [4, 7 и др.]. К нему стали относить не только агрегаты слипшихся микрочастиц самородного золота с окси-

дами и теллуратами металлов (иногда играющих роль цемента), но и гидроксиды золота [1]. По мнению И.Я.Некрасова [6], с которым следует согласиться, это – собирательное название, не отражающее состав, свойства и генезис данной разновидности золота.

Распространение выделений «горчичного» золота в россыпных месторождениях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля носит дискретный характер. В россыпи руч. Плацдарм они встречены на всём протяжении россыпи, в остальных россыпях – на отдельных участках. Наибольшее количество золотин в сростках с «горчичным» золотом отмечается в россыпи руч. Берентал, особенно на верхнем и нижнем её участках, и в верхней части россыпи руч. 14-я Верста. Меньше всего их в россыпи руч. Забытый, что обусловлено, по-видимому, разнообразием минеральных типов коренных источников рассматриваемых россыпей в пределах различных речных долин и их участков. Во всех россыпных месторождениях отмечается однотипная закономерность частоты встречаемости сростков «горчичного» золота с разнопробными золотилами. Наибольшая доля золотин в сростках с «горчичным» золотом характерна для весьма низкопробной их генерации (табл. 5). Среди же золотин высокопробной генерации, наиболее тесно ассоциирующихся с висмут-теллуровой рудной минерализацией (см. табл. 1), отмечены лишь единичные сростки с «горчичным» золотом. Данный факт указывает на то, что в пределах Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля образование «горчичного» золота в большей степени связано с разложением не теллуридов (а также мальдонита и, возможно, аурустибита), а сульфидов золота и серебра.

По результатам исследований в россыпных месторождениях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля выделены две разновидности «горчичного» золота: пористое и микропористое.

К пористому «горчичному» золоту отнесены выделения, пористое строение которых отчётливо наблюдается в сканирующем электронном микроскопе при увеличениях >500 раз. Оно представлено самостоятельными зёрнами, сростками с гипогенным самородным золотом и каймами на гипогенных золотилах. Самостоятельные выделения представлены единичными комковидно-уплощёнными и прожилково-пластинчатыми массивными зёрнами в основном <0,1 мм,

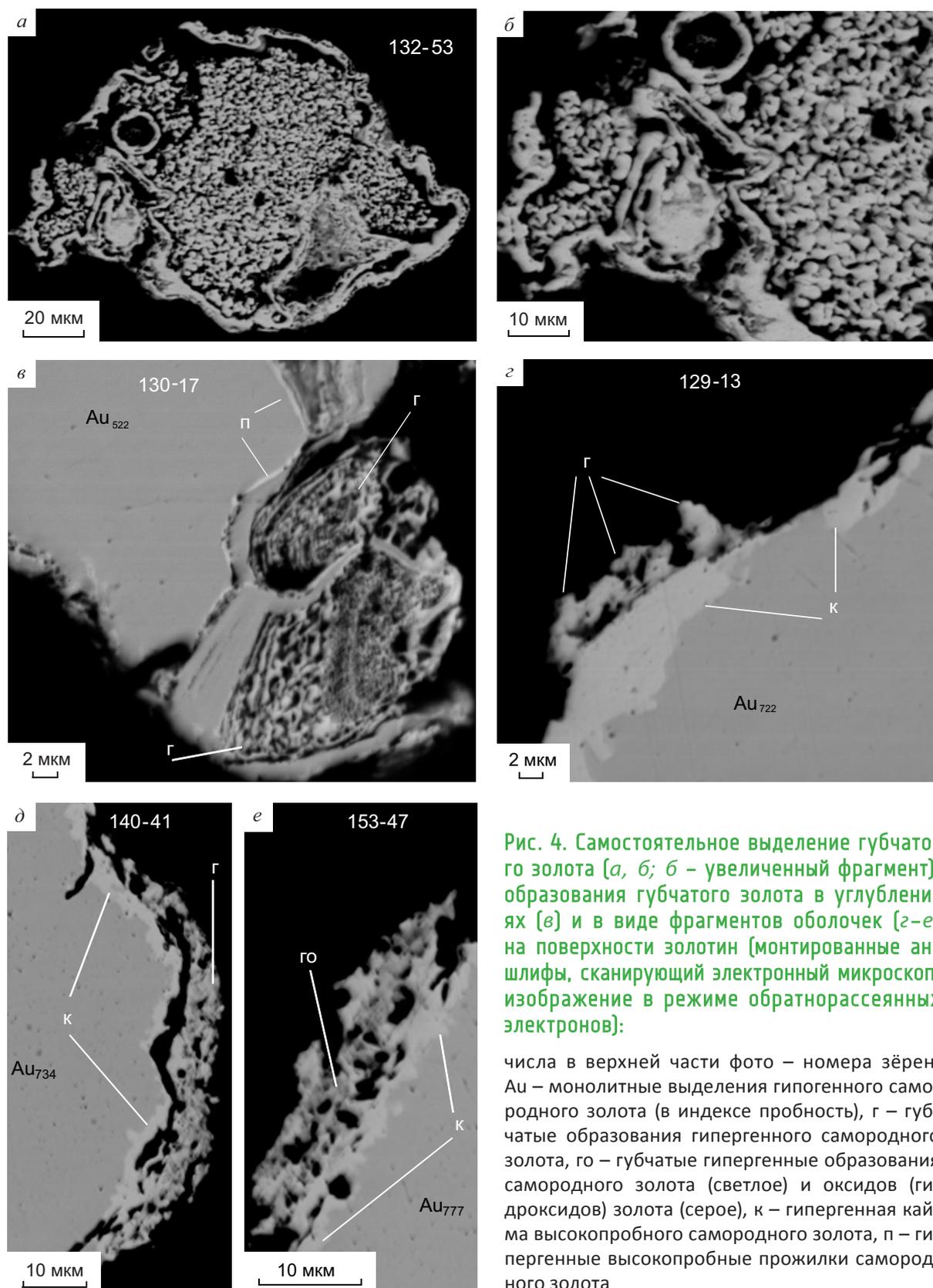


Рис. 4. Самостоятельное выделение губчатого золота (а, б; б – увеличенный фрагмент), образования губчатого золота в углублениях (в) и в виде фрагментов оболочек (г–е) на поверхности золотин (монтированные аншлифы, сканирующий электронный микроскоп, изображение в режиме обратнорассеянных электронов):

числа в верхней части фото – номера зёрен, Au – монокристаллические выделения гипогенного самородного золота (в индексе пробность), г – губчатые образования гипергенного самородного золота, го – губчатые гипергенные образования самородного золота (светлое) и оксидов (гидроксидов) золота (серое), к – гипергенная кайма высокопробного самородного золота, п – гипергенные высокопробные прожилки самородного золота

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

3. Состав выделений вторичного золота, мас. %

Формы выделения	Номера зёрен	Объекты (места) анализа	Au	Ag	Fe	O	Al	Si	K	Ca
<i>Губчатое золото</i>										
Самостоятельное зерно	132-53*	Оболочка зерна	98,4	1,6	–	–	–	–	–	–
		Агрегат глобул	100,0	–	–	–	–	–	–	–
		Полости между агрегатами глобул	98,6	–	–	1,4	–	–	–	–
Сросток с гипогенным золотом	130-17*	Агрегат глобул	55,2	3,7	11,5	22,1	3,7	3,1	0,5	0,2
			67,9	–	2,0	28,0	1,0	1,1	–	–
			80,0	2,4	5,9	11,3	0,5	–	–	–
Каймы на гипогенном золоте	129-13**	Агрегат глобул	85,4	1,8	2,9	9,9	–	–	–	–
			59,3	1,3	9,4	25,3	2,2	2,2	0,4	–
			100,0	–	–	–	–	–	–	–
			140-25**	Агрегат глобул	85,5	14,5	–	–	–	–
	140-41**	Агрегат глобул	94,4	5,6	–	–	–	–	–	
	153-47**	Агрегат глобул	82,5	10,8	–	6,2	0,5	–	–	
<i>«Горчичное» пористое золото</i>										
Самостоятельные зерна	132-31*	Пористый участок	100,0	–	–	–	–	–	–	–
	146-9**	Пористый участок	100,0	–	–	–	–	–	–	–
		Монолитный участок	100,0	–	–	–	–	–	–	–
	146-49**	Пористый участок	88,0	10,3	1,7	–	–	–	–	–
		Монолитный участок	89,8	10,2	–	–	–	–	–	–
			129-21*	Пористый участок	89,3	10,7	–	–	–	–
Каймы на гипогенном золоте	129-21*	Монолитный участок	94,7	5,3	–	–	–	–	–	–
			132-7**	Пористый участок	86,5	13,5	–	–	–	–
	132-7**	Монолитный участок	96,2	3,8	–	–	–	–	–	–
			Прожилки	100,0	–	–	–	–	–	–
	140-12*	Пористый участок	75,1	12,2	6,8	5,5	–	–	–	–
	150-11**	Пористый участок	85,0	15,0	–	–	–	–	–	–
		Монолитный участок	100,0	–	–	–	–	–	–	–
	153-32**	Пористый участок	73,4	4,6	7,4	14,6	–	–	–	–
		Монолитный участок	94,8	5,2	–	–	–	–	–	–
	133-16**	Пористый участок	82,5	8,8	1,5	7,2	–	–	–	–
Микропористый участок		84,4	9,9	0,8	5,0	–	–	–	–	
Монолитный участок		96,5	3,5	–	–	–	–	–	–	
Сростки с гипогенным золотом	132-21*	Пористый участок	75,7	20,8	–	3,5	–	–	–	–
		Микропористый участок	89,9	10,1	–	–	–	–	–	–
		Монолитный участок	96,2	3,8	–	–	–	–	–	–
	133-17*	Пористый участок	73,5	18,2	3,9	4,3	–	–	–	–
	153-27*	Пористая зона	75,2	17,9	–	7,0	–	–	–	–
Микропористая зона		94,1	4,4	–	1,5	–	–	–	–	
<i>«Горчичное» микропористое золото</i>										
Самостоятельное зерно	146-12**	Микропористый участок	96,9	3,1	–	–	–	–	–	–
		Монолитный участок	97,6	2,4	–	–	–	–	–	–
		Включение	80,0	2,2	–	17,8	–	–	–	–
Сростки с гипогенным золотом	129-39*	Серо-жёлтая зона	81,8	14,0	–	4,2	–	–	–	–
		Буро-жёлтый участок	85,7	10,6	–	3,7	–	–	–	–
	130-65*	Буро-жёлтый участок	98,8	–	–	1,2	–	–	–	–
		Бурый участок	97,2	–	1,1	1,7	–	–	–	–
	140-53*	Серо-бурый участок	77,1	15,2	–	7,7	–	–	–	–
	Буро-красный участок	87,8	12,2	–	–	–	–	–	–	
<i>Агрегаты гидроксидов золота и железа</i>										
Сростки с гипогенным золотом	129-29*	Серо-бурое зерно	73,7	–	12,5	13,8	–	–	–	–
		Бурое зерно	64,2	–	14,6	21,3	–	–	–	–
	130-18*	Бурое зерно	62,9	3,5	14,0	18,4	0,6	0,6	–	–
	144-24**	Серо-бурое зерно	61,7	8,5	9,8	20,1	–	–	–	–
		Трещина	11,5	1,8	41,1	42,0	0,6	2,1	0,9	–
	144-34**	Серо-бурое выделение	74,5	8,5	4,0	13,0	–	–	–	–

Примечание. Содержания элементов пересчитаны на сумму 100%. Прочерк – элемент не обнаружен. Зёрна проанализированы на микроанализаторе Camebax, детектор X-Max-50 (*) и сканирующем электронном микроскопе EVO-50 (**).

4. Доля золотин в сростках с губчатым золотом, %

Россыпи	Число золотин, шт.	Группа самородного золота, %				Всего
		350–500	500–700	700–850	850–1000	
руч. Кункуй	121	75,0	13,3	1,7	7,1	9,1
руч. Плацдарм	126	6,2	3,3	3,0	–	3,2
руч. 14-я Верста	126	16,1	1,5	–	–	5,6
руч. Забытый	63	–	–	–	–	–
руч. Берентал	139	–	–	–	–	–
р. Мякит	104	–	2,5	–	–	1,0
Суммарное	679	11,0	2,7	1,5	4,4	3,4

Примечание. Прочерк – сростки не выявлены.

5. Доля золотин в сростках с «горчичным» золотом, %

Россыпи	Число золотин, шт.	Группа самородного золота, %				Всего
		350–500	500–700	700–850	850–1000	
руч. Кункуй	121	50,0	8,9	–	–	5,0
руч. Плацдарм	127	25,0	6,7	1,5	3,3	6,3
руч. 14-я Верста	126	16,1	1,5	–	–	4,8
руч. Забытый	63	33,3	–	–	–	1,6
руч. Берентал	139	36,0	13,8	12,5	–	17,3
р. Мякит	104	–	3,6	2,5	–	2,9
Суммарное	680	25,6	6,8	2,3	2,2	7,1

Примечание. Прочерк – сростки не выявлены.

реже класса 0,1–0,25 мм. Они имеют остроугольно-угловатые очертания и мелкочапчатую и шагреньевую поверхность. Цвет их с поверхности тусклый тёмно-жёлтый или серо-жёлтый, на срезе – жёлто- или красно-бурый. При увеличениях от 500 до 3500 раз отчётливо прослеживается их относительно равномерное сотовое губчатое строение, обусловленное срастанием микрочастиц <1 мкм. Густота пор и их размеры в основной части зёрен колеблются незначительно (рис. 5). К поверхности зёрен количество пор постепенно уменьшается, пористое строение сменяется микропористым, а кое-где – монолитным (ультрамикропористым).

Микрочастицы в самостоятельных зёрнах пористого «горчичного» золота в одних случаях сложены практически чистым самородным золотом, в других – золотом пробностью 880–890‰. При этом участки с микропористым и относительно монолитным строением имеют пробность, сходную с пробностью основной части зерна. В отдельных зёрнах по данным микрозондовых анализов можно предположить наличие в порах в небольшом количестве оксидов (гидроксидов) железа (см. табл. 3).

Фрагментарные оболочки на гипогенных золотилах (в срезах золотин – каймы), сложенные пористым «горчичным» золотом, более широко распространены, чем его самостоятельные зёрна. Мощность кайм «горчичного» золота на различных золотилах существенно различается (см. рис. 5). В отдельных случаях они воспринимаются как сростки «горчичного» золота с самородным гипогенным золотом (см. рис. 5, з, д). В смонтированных аншлифах под электронным микроскопом отчётливо наблюдается их пористое, нередко слоистое строение (см. рис. 5). Слагающие их микрочастицы чаще всего сросшены в различной толщины цепочки (слойки), параллельные поверхности золотины, пространство между которыми разделено соединяющими слойки перегородками. Размер и форма образующихся ячеек, толщина их стенок в таком сотовом каркасе «горчичного» золота на разных золотилах сильно различаются. Иногда «горчичное» золото в каймах имеет бессистемный разноразмерный сотовый каркас. Как правило, к внешней части кайм густота и размеры пор постепенно уменьшаются. На отдельных участках на пористой кайме, в свою очередь, отмечается микропористая

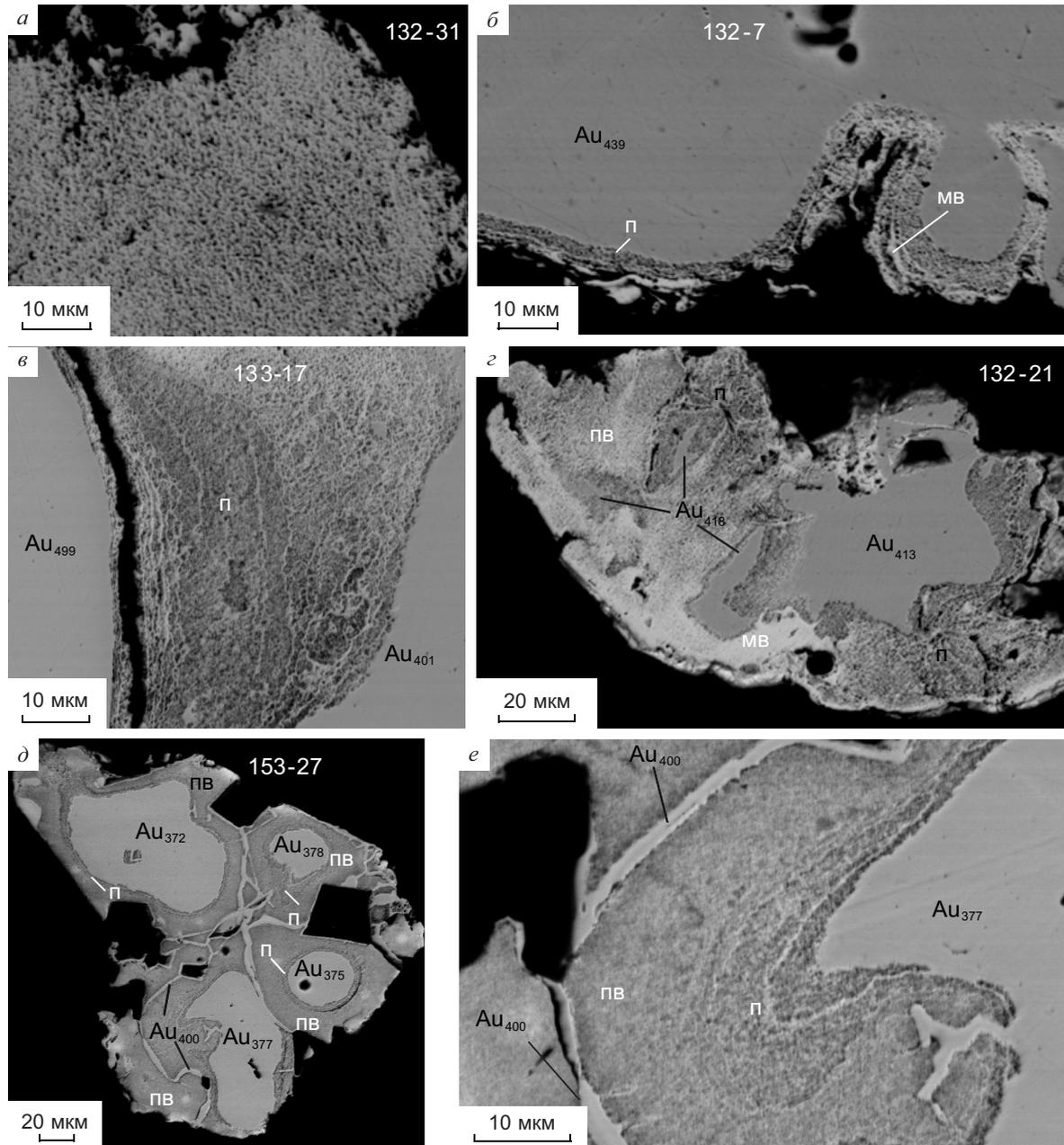


Рис. 5. Самостоятельное выделение пористого «горчичного» золота (а), образования оболочек пористого «горчичного» золота на поверхности золотин [б, в], сростки пористого «горчичного» золота с гипогенным самородным золотом [г-е; е – увеличенный фрагмент фото д] (монтированные аншлифы, сканирующий электронный микроскоп, изображение в режиме обратнорассеянных электронов):

числа в верхней части фото – номера зёрен, Au – монокристаллические выделения гипогенного самородного золота (в индексе пробаность), п – пористые высокопробные образования «горчичного» золота, пв – пористые и микропористые весьма высокопробные образования «горчичного» золота, мв – монокристаллические (ультрамикропористые) весьма высокопробные гипергенные образования самородного золота

кайма «горчичного» золота. В некоторых случаях её ширина превышает ширину пористой зоны. Границы между разнопористыми зонами бывают очень резкими, что придает каймам слоистое зональное строение. Иногда в пористом сотовом каркасе кайм «горчичного» золота фиксируются монолитные прожилки, а поверх кайм – фрагментарные монолитные плёнки весьма высокопробного самородного золота. В ряде зёрен на границе кайм с золотиной и между разнопористыми зонами присутствуют полости и трещины (см. рис. 5).

Пробность микрочастиц, слагающих каймы «горчичного» золота, варьирует от 800 до 900‰, наиболее часто составляет 850–870‰. Микропористые зоны, как правило, сложены более высокопробным золотом. Поровое пространство свободно или в разной степени и разных пропорциях заполнено оксидами (гидроксидами) золота и железа. Иногда они заполняют всё поровое пространство, иногда наличествуют на отдельных участках или в отдельных слоях, обуславливая ещё один вид слоистости в каймах «горчичного» золота.

Микропористое «горчичное» золото при оптических исследованиях в монтированных аншлифах воспринимается как монолитные выделения жёлто- и тёмно-бурого цвета. Только под электронным микроскопом при увеличениях ~3,5 тыс. раз слабо просматривается их микропористое строение (рис. 6, а).

В отличие от пористой разновидности микропористое «горчичное» золото встречается значительно реже. Выявлены одно самостоятельное зерно и около десятка сростков (в виде включений) с гипогенным самородным золотом. Самостоятельное выделение микропористого «горчичного» золота представлено массивным комковидным зерном <0,1 мм с остроугольно-угловатыми очертаниями и мелкоямчатой поверхностью. С поверхности оно жёлтого, а на срезе в монтированном аншлифе – тёмно-бурого цвета. Жёлтый цвет поверхности обусловлен наличием на зерне тонкой плёнки монолитного самородного золота. Микропоры распределены неравномерно. Наряду с микропористыми, в краевых частях среза зерна отмечаются относительно монолитные (ультрамикропористые) участки. Характерная особенность – наличие глубоких трещин (см. рис. 6). На микропористых и монолитных участках зерно сложено весьма

высокопробным самородным золотом (см. табл. 3). В качестве включения в нём обнаружен оксид (гидроксид) золота (см. табл. 3).

Основная масса сростков микропористого «горчичного» золота связана с весьма низкопробными золотинами. Нередко в таких сростках оно имеет зональное строение (рис. 7). Примыкающая к золотине зона серо-бурого, удалённая – красно-бурого цвета. Граница с золотиной обычно резкая. Количество серебра в «горчичном» золоте в сростках 10–15 мас. %. Как правило, в небольшом количестве присутствует кислород. Очевидно, он входит в состав оксидов (гидроксидов) золота. Серо-бурая зона характеризуется более высоким содержанием серебра и кислорода (см. рис. 7, точка 2). В некоторых зёрнах отмечены многочисленные трещины (см. рис. 6, в).

Строение микропористого «горчичного» золота в сростке с весьма высокопробной золотиной микрослоистое (см. рис. 6, б). На его границе установлен мальдонит, в результате разложения которого в подзоне окисления, видимо, и образовалось данное выделение «горчичного» золота.

Минеральные образования, основу химического состава которых определяют золото, железо и кислород, ранее описывались на поверхности частиц золота из кор выветривания Б.М.Осовецким [11]. Они были названы золото-железистыми агрегатами и, по его предположениям, представляют собой сростки листоватых выделений гидроксидов железа, в промежутках между которыми присутствуют агрегаты наночастиц самородного золота. Их происхождение Б.М.Осовецкий [11] считает аналогичным образованию «ржавого» золота [23] в результате окисления золотоносного пирита или арсенопирита [18, 19].

В россыпных месторождениях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля подобные золото-железистые агрегаты найдены в углублениях на поверхности весьма низкопробных золотин. Они представлены землистыми образованиями тёмно-бурого цвета, разбитыми многочисленными трещинами сложной морфологии. В сканирующем электронном микроскопе отчётливо прослеживается их рыхлое пористое строение (см. рис. 6, г).

По химическому составу они как серебростержащие, так и бессеребряные золото-железо-кислородные образования (см. табл. 3). Трещины

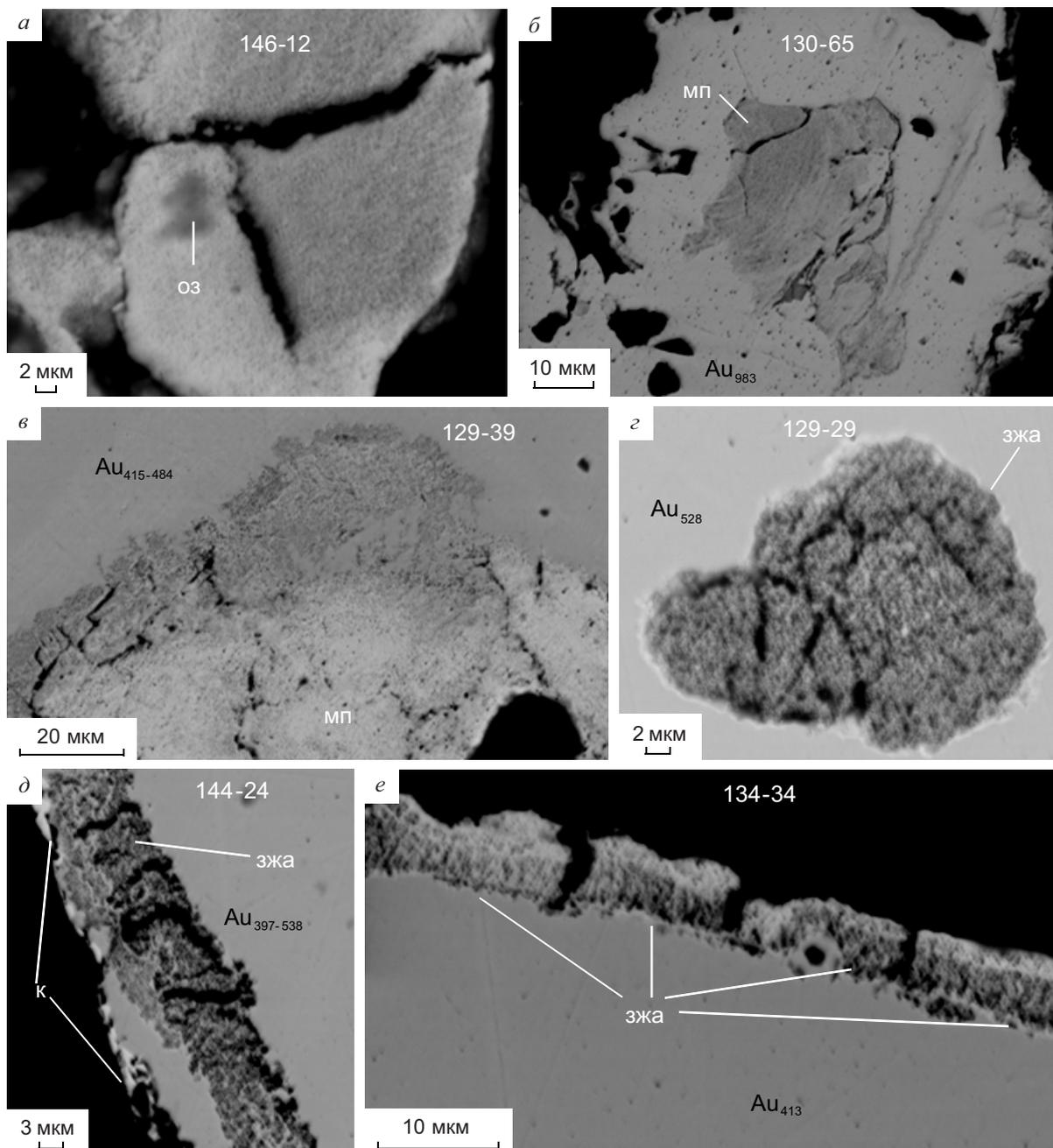
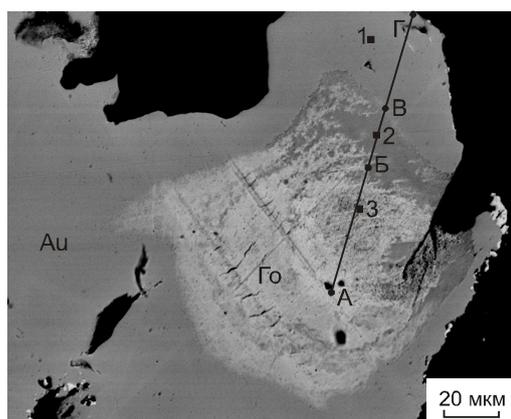


Рис. 6. Самостоятельное выделение микропористого «горчичного» золота (а), сростки микропористого «горчичного» золота (б, в) и агрегатов гидроксидов золота и железа (г-е) с гипогенным самородным золотом (монтированные аншлифы, сканирующий электронный микроскоп, изображение в режиме обратнорассеянных электронов):

числа в верхней части фото – номера зёрен, Au – монокристаллические выделения гипогенного самородного золота (в индексе проба), мп – микропористые образования «горчичного» золота, оз – оксид (гидроксид) золота, к – гипергенная высокопробная кайма, зжа – агрегаты гидроксидов золота и железа



Точка	Au	Ag	Al	O	Сумма
1	44,5	55,2	–	–	99,7
2	73,7	16,3	0,4	3,0	93,4
3	80,5	11,5	–	1,4	93,4

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен.

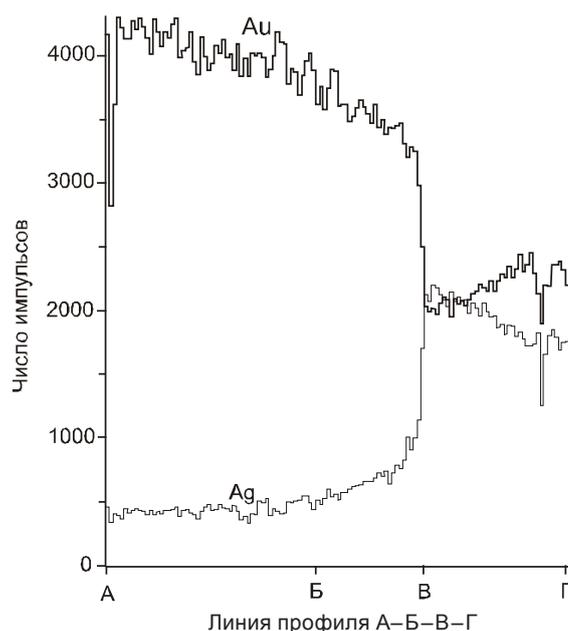


Рис. 7. Изменение содержания элементов по профилю А–Б–В–Г в сростке самородного (Au) и «горчичного» (Go) золота (золотина 140-53) (монтированный аншлиф, микроанализатор Camebax, детектор X-Max-50, сканирующий электронный микроскоп, изображение в режиме обратнорассеянных электронов):

цифрами обозначены номера точек анализов

в них выполнены гидроксидами железа с примесью глинистых частиц. Отвечают ли приведённые в табл. 3 анализы данных образований тонкодисперсным агрегатам гидроксидов железа и самородного золота, как полагает для подобных образований Б.М.Осовецкий [11], однозначно судить трудно. Тем более, что по атомным соотношениям содержащихся в них элементов можно констатировать: количество атомов кислорода по отношению к атомам железа явно превышает их соотношение в известных оксидных и оксигидроксидных минеральных соединениях железа. Это или какие-то ещё не описанные ранее соединения железа или, что более вероятно, часть кислорода связана с атомами золота, очевидно, в составе его гидроксидных соединений. Возможность наличия во вторичном золоте гидроксидных образований отмечалась при характеристике губчатого и «горчичного» золота. Поскольку гидроксиды золота по кристаллической структуре отличаются от полиморфных модификаций гидроксидов железа, образование смешанных золото-железных гидроксидных соединений маловероятно. Отсутствие смесимости в ряду $AuOOH-FeOOH$ показана

но экспериментально [10]. Поэтому можно предположить, что рассматриваемые образования являются тонкой смесью в тех или иных пропорциях гидроксидов золота и гидроксидов железа с возможным присутствием в ней микрочастиц самородного золота.

Установленные случаи нарастания оболочек губчатого золота на гипергенные высокопробные каймы позволяют представить общую модель поведения выделений гипогенного самородного золота и других минеральных образований этого элемента в зоне окисления, развивавшейся в эпоху планации рельефа на рудных проявлениях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля. В подзонах полного окисления и выщелачивания, выщелачивания и окисления (названия подзон по работе [8]) под действием агрессивных химических растворов на относительно крупных (видимых) выделениях самородного золота после их высвобождения из силикатной и рудной матриц происходило сглаживание острых выступов и формировалась высокопробная оболочка. Золото нано- и тонкодисперсной размерности в рудных минералах в ходе их разрушения переходило в раствор. При поступлении видимых

выделений самородного золота в результате их миграции в подзону вторичного золотого обогащения на покрывающую их высокопробную оболочку осаждалось в виде фрагментарной оболочки вторичное губчатое золото. Имело место и образование самостоятельных зёрен гипергенного губчатого золота.

Не вдаваясь в сложные вопросы о механизме растворения, переноса и осаждения золота в зоне окисления, рассмотренные во многих работах, отметим, что перенос золота в растворах, по всей вероятности, происходил в составе хлоридных комплексов. Определяющими факторами для его осаждения, очевидно, являлись повышенная щёлочность, способствующая гидролизу хлоридных комплексов золота [10], и процесс ферролиза [21, 22].

Образование «горчичного» золота, вероятнее всего, осуществлялось за счёт разложения главным образом золото-серебряных сульфидов, а также мальдонита, возможно, аурустибита (выявлена самородная сурьма) и весьма низкопробного самородного золота на месте их разрушения в подзонах окисления и выщелачивания. При этом его пористое сложение, очевидно, обусловлено не только перераспределением вакансий, возникших в результате выщелачивания атомов Ag, Bi, Sb и S из кристаллической решётки исходного минерала. Вероятно, первой стадией на пути превращения золото-серебряных сульфидов, мальдонита и аурустибита в «горчичное» золото был их распад на субграфические и микросубграфические сращения самородного золота с сульфидом серебра, самородными висмутом и сурьмой (очевидно, в результате проявления метаморфических процессов, связанных со становлением Берентальской гранитной интрузии). Особенности строения высокосеребристого золота [16] указывают на то, что распаду могло подвергаться и весьма низкопробное самородное золото. Вторая стадия включала выщелачивание из образовавшихся агрегатов микрочастиц сульфидов серебра, самородных висмута, сурьмы и серебра с постепенным перераспределением возникающих пустот, заполнением их гидроксидами золота и железа, частичной перекристаллизацией в краевых частях в микропористые и ультрамикропористые (монокристаллические) зоны (участки). В дальнейшем при поступлении таких образований в подзону золотого обогащения на них могли отлагаться губчатые выделения и мо-

нолитные (ультрамикропористые) плёнки вторичного самородного золота. Наличие среди микропористого «горчичного» золота выделений с трещинами «усыхания» позволяет предполагать отложение части «горчичного» золота непосредственно из коллоидных растворов.

Многочисленные проявления гипергенных новообразований золота в россыпных месторождениях Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, наряду с преобладанием в тяжёлой фракции гидроксидов железа, наличием самородной меди и серебра, свидетельствуют о существенной роли процессов химического выветривания в их формировании.

В длительно и прогрессивно развивающихся зонах окисления эпохи планации рельефа происходило не только высвобождение основной массы самородного золота, участвующего в россыпеобразовании, но и активное возникновение новообразований золота. Во-первых, оно выразилось в формировании на высвободившихся из силикатной и рудной матриц видимых гипогенных золотилах высокопробных гипергенных оболочек. Во-вторых, произошло разложение сульфидных и интерметаллических соединений золота и, возможно, части весьма низкопробного металла с образованием выделений «горчичного» золота. В-третьих, тонкодисперсные и более мелкие выделения самородного золота в рудных минералах перешли в растворы с последующим выпадением из них золота в виде губчатых весьма высокопробных зёрен, а также оболочек на гипогенных золотилах и гидроксидных соединений.

Широкое развитие гипергенных новообразований золота в исследованных россыпях связано с повышенной сульфидностью и большим количеством тонкодисперсных выделений золота в коренных источниках, распространённостью в них сульфидных и интерметаллических соединений золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Самородное золото Якутии (Верхне-Индибирский район)* / В.А.Амузинский, Г.С.Анисимова, Ю.Я.Жданов. – Новосибирск: ВО «Наука», Сибирская издательская фирма, 1992.
2. *Атлас самородного золота из россыпей Узбекистана* / Гл. ред. Н.Г.Мавлянов. – Ташкент: ИЦ «Янги аср авлоди», 2007.

3. *Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России / Л.А.Николаева, А.М.Гаврилов, А.Н.Некрасова и др. – М.: ЦНИГРИ, 2003.*
4. *Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Некрасов И.Я., Леснова Н.В. «Горчичное» золото из золото-сурьмяных руд Восточной Якутии // Новые данные о минералах. 1987. № 34. С. 13–20.*
5. *Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987.*
6. *Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991.*
7. *Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). – Новосибирск: Наука, 1991.*
8. *Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985.*
9. *Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. – М.: Недра, 1978.*
10. *Новгородова М.И., Генералов М.Е., Трубкин Н.В. Новое золото в корах выветривания Южного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 1. С. 40–53.*
11. *Осовецкий Б.М. Наноскульптура поверхности золота. – Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 2012.*
12. *Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973.*
13. *Савва Н.Е., Пальянова Г.А. Генезис сульфидов золота и серебра на месторождении Улахан (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1028–1042.*
14. *Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Колова Е.Е. Минералы золота и серебра в зоне вторичного сульфидного обогащения (рудопоявление Крутое, Северо-Восток России) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 33–45.*
15. *Савва Н.Е., Преис В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1990.*
16. *Сахарова М.С., Горшков А.И., Ряховская С.К., Трубкин Н.В. Новые данные об изоморфной смесимости золота и серебра в самородном золоте и его синтетических аналогах // ДАН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 457–460.*
17. *Яблокова С.В. Определение относительного времени поступления золота в россыпь (на примере Яно-Колымского пояса и Чукотки) // Древние и погребенные россыпи СССР. 1977. Ч. 2. С. 118–120.*
18. *Bowell R.J. Gold from Botallack mine, St. Just, Cornwall // Miner. Mag. 1992. Vol. 56. № 1. P. 123–124.*
19. *Bowell R.J. Supergene gold mineralogy at Ashanti Ghana: implications for the supergene behaviour of gold // Miner. Mag. 1992. Vol. 56. № 4. P. 545–560.*
20. *Groen J.C., Graig J.R., Rinstidt J.D. Gold-rich rim formation on electrum grains in placers // Can. Mineral. 1990. Vol. 28. P. 207–228.*
21. *Mann A.W. Hydrogeochemistry and Weathering on the Yilgarn Block, Western Australia: Ferrollysis and Heavy Metals in Continental Brines // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. P. 181–190.*
22. *Mann A.W. Mobility of Gold and Silver in Lateritic Weathering Profiles: Some Observations from Western Australia // Econ. Geol. 1984. Vol. 79. № 1. P. 38–49.*
23. *Wilson A.F. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils – a review and some new observations // Australian Journal of Earth Sciences. 1984. Vol. 31. P. 303–316.*

Литвиненко Иван Степанович,
кандидат геолого-минералогических наук
litvinenko@neisri.ru

Шилина Любовь Анатольевна,
младший научный сотрудник
Soloment@neisri.ru

HYPERGENE GOLD NEOMINERALIZATION IN PLACER DEPOSITS OF NIZHNE-MYAKITSKY ORE-PLACER FIELD, NORTH-EAST RUSSIA

I.S.Litvinenko,
L.A.Shilina

Hypergene gold neomineralization consists of high-fineness rims and veinlets occurring in hypogene gold, and different varieties of secondary gold. Secondary gold exists as sponge and mustard forms. Sponge gold consists of aggregated globules of native high-fineness gold (1–3 μm). Mustard gold has a honeycomb frame of native gold microparticle ingrowths, 800–900% fineness, and it usually changes into a continuous shell of a higher fineness. Pore spaces in sponge and mustard gold are often filled with different quantities of gold and iron oxides (hydroxides). Small amounts of dispersed aggregates of gold and iron hydroxides are present.

Key words: North-East Russia, placers, hypergenesis zone, secondary gold.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АМЕСМЕССА И ТИРЕК В АЛЖИРСКОЙ САХАРЕ

С.Г.Кряжев¹,
С.В.Белов²,
П.А.Игнатов³,
Ю.В.Васюта¹,
Э.Аули³

¹ ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

² ООО «ОЗГЕО», г. Москва

³ Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе, г. Москва

Золоторудная минерализация в кварцевых жилах Ин-Уззальского района (щит Ахаггар, Алжирская Сахара) сформировалась при участии однотипных углекислотно-натриево-хлоридных растворов (6 мас. % экв. NaCl) в температурном диапазоне 290–320°C на глубинах ~7 км (месторождение Тирек) и 4,5 км (месторождение Амесмесса). Гетерогенность минералообразующей среды на всех уровнях рудоотложения была обусловлена избыточным количеством углекислоты, поступающей в систему из глубинного источника ($\delta^{13}\text{C} = -7\%$).

Ключевые слова: Ахаггар, Ин-Уззальский район, золоторудные месторождения, Амесмесса, Тирек, флюидные включения.

Признаки золотой минерализации в Алжирской Сахаре в юго-западной части докембрийского щита Ахаггар (Hoggar) впервые обнаружены французскими геологами в 50-х годах прошлого века. Однако лишь в 1970–1990 гг. после совместных работ российских и алжирских геологов был выявлен и разведан ряд золоторудных объектов. Наиболее значительное из них месторождение Амесмесса (Amesmessa) с запасами 60 т при среднем содержании Au 18 г/т располагается в координатах 21°03'30" с. ш. и 2°29'25" в. д. В 50 км севернее находится месторождение Тирек (Tirek) с запасами 15 т при среднем содержании Au 25 г/т. Между ними известны более десяти рудопроявлений, локализующихся вдоль субмеридионального Восточно-Инуззальского регионального разлома. Все эти объекты входят в состав Ин-Уззальского золоторудного района.

Сведения о геологическом строении и особенностях локализации оруденения в Ин-Уззальском золоторудном районе приведены в работах [1, 2]. Ключевой элемент структуры рудного района и месторождений Амесмесса и Тирек – региональная меридиональная взбросо-сдвиго-

вая зона Восточно-Инуззальского разлома, которая делит его площадь на две части (рис. 1). Западная часть сложена архейскими ультраметаморфическими образованиями Инуззальской серии, в восточной части распространены раннепротерозойские гранит-зеленокаменные толщи серии Арешшум. Ширина зоны разлома колеблется от нескольких сотен метров до двух километров. Породы здесь рассланцованы, милонитизированы и подвергнуты бластезу. Главные рудовмещающие структуры месторождений Амесмесса и Тирек – параллельные шовной зоне Восточно-Инуззальского разлома крупные сколовые трещины. На месторождении Амесмесса они вмещают наиболее продуктивные золотосодержащие кварцево-жильные зоны, в которых сосредоточено ~75% всех запасов руд. Протяженность жильных зон достигает 3 км при мощности от 2–3 до 25–30 м. Падение их крутое, западное. На глубину оруденение прослежено на первые сотни метров. Имеются и менее продуктивные оперяющие поперечные жилы востоко-северо-восточного направления. На месторождении Тирек последние распространены более широко.

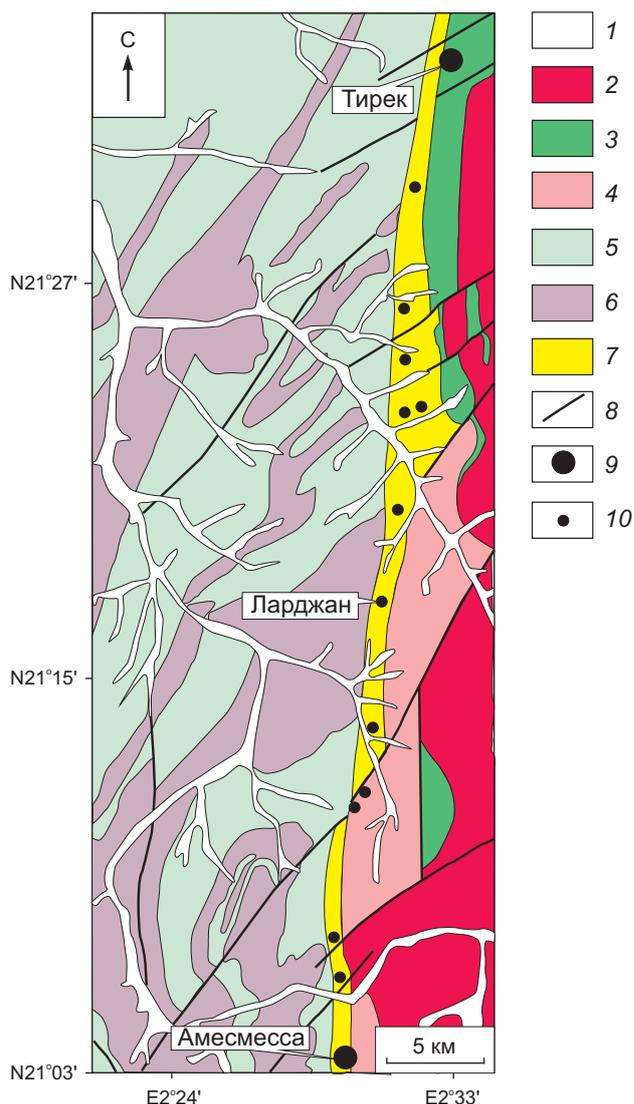


Рис. 1. Геологическая карта Ин-Уззальского золоторудного района:

1 – четвертичные отложения; протерозойские породы: 2 – гранодиориты, 3 – габбро, габбродиориты, 4 – гнейсы, гранитогнейсы; архейские породы: 5 – чарнокиты, 6 – гранулиты; 7 – милониты в зоне Восточно-Инуззальского разлома; 8 – разломы; 9 – месторождения золота; 10 – рудопроявления золота

Распределение золота в жилах весьма неравномерное, его содержания варьируют от десятых долей грамма до сотен грамм на 1 т. Наиболее золотоносны центральные части жил, где обычны содержания 10–40 г/т. Практически единственным минералом-носителем благородного металла в рудах является самородное золото. Сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, сфале-

рит) встречаются в виде редких гнёзд и просечек в массе кварца. В парагенезисе с самородным золотом находятся галенит, тетрадимит, висмутин и самородный висмут. Пробность золота по результатам рентгеноспектрального микроанализа 820–870‰. Постоянные примеси – серебро (11,4–15,6%), ртуть (0,7–2,3%).

По данным структурных наблюдений величина вертикальной взбросовой составляющей оценивается в 5 м на 100 м длины Восточно-Инуззальского разлома. Исходя из этого и расстояния между месторождениями Амесмесса и Тирек 50 км, разница в эрозионном срезе между объектами определена в 2,5 км. С денудацией значительной части рудных тел на месторождении Тирек, вероятно, связаны значительно меньшие его масштабы.

Целью наших исследований являлось изучение физико-химического режима формирования золото-кварцевых месторождений Ин-Уззальского района, которые уникальны для анализа условий рудообразования на разных гипсометрических уровнях единой гидротермальной палеосистемы. Основное внимание уделялось определению градиентов *PTX*-параметров рудообразующих флюидов на основе сравнения термобарогеохимических характеристик на нижнем (месторождение Тирек) и верхнем (месторождение Амесмесса) уровнях рудной колонны.

Методика исследований. Для исследования флюидных включений из 15 образцов жильного кварца были изготовлены и изучены двусторонне-полированные пластины. Включения с размерами, позволяющими выполнить микрометрические анализы, обнаружены в двух образцах: А-1 (жила № 9 месторождения Амесмесса), Т-2 (жила № 3 месторождения Тирек). Интересно, что только в этих образцах присутствовала обильная золоторудная минерализация. Остальные образцы содержат множество субмикроскопических (<5 мкм) включений, состав которых можно определить лишь методами валового анализа.

Валовый состав флюидных включений установлен в образцах кварца А-1 и Т-2, а также в образце Л-6, отобранном из золото-кварцевой жилы рудопроявления Ларджан (Lardjane). Анализы выполнены по разработанной в ЦНИГРИ методике [6], которая предусматривала вскрытие включений путём нагревания пробы до 400°C, хроматографический анализ выделившихся га-

зов (Agilent 6890), приготовление двух водных вытяжек («рабочей» и «холостой») с последующим ионно-хроматографическим анализом анионов (ЦВЕТ 3006) и ICP MS анализом катионов и микроэлементов (Elan 6100).

Для анализа изотопного состава углерода флюидов кварц, содержащий углекислотные и углекислотно-водные включения, нагревали до 650°C в атмосфере кислорода. Полученный газ CO₂ очищали и анализировали на масс-спектрометре МИ-1201. В качестве эталона использован международный стандартный образец REF-1 (аттестованное значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -31,6\text{‰}$). Погрешность анализа не превышала $\pm 0,5\text{‰}$.

Результаты исследований. Все проанализированные включения отчётливо вторичны по отношению к основной массе жильного кварца. Они «залечивают» протяжённые трещины, пересекающие края кристаллов. Вблизи выделений рудных минералов наблюдаются зонки развития кварца второй генерации, по отношению к которому флюидные включения первичны. Примечательно, что здесь же присутствуют микронные первичные включения самородного золота (рис. 2, 3). В одном случае выделение самородного золота наблюдалось на стенке флюидного включения (см. рис. 2, г). Указанные взаимоотношения свидетельствуют о том, что захват флюидных включений происходил одновременно с отложением минералов продуктивной ассоциации. Следовательно, изученные газово-жидкие включения содержат рудообразующие растворы, и их параметры могут характеризовать физико-химические условия формирования золотоносной минерализации.

По составу флюидные включения разделяются на два типа (табл. 1; см. рис. 2, 3): углекислотно-водные (тип LC) и углекислотные (тип C). Как известно [4], подобные ассоциации включений свидетельствуют о гетерогенном состоянии минералообразующей среды вследствие несмесимости воды и углекислоты при данных PT-условиях.

Углекислота во включениях содержит незначительную (0–5%) примесь низкокипящих газов (CH₄, N₂), судя по температуре плавления CO₂ (от -56,6 до -58°C). На месторождении Амесмесса (обр. А-1) плотность углекислотных включений $\sim 0,71 \text{ г/см}^3$ (гомогенизация происходит в жидкую фазу при +25±0,5°C). Во включениях из месторождения Тирек (обр. Т-2) присутствует зна-

чительно более плотная CO₂ (0,84 г/см³, гомогенизация в жидкую фазу при +12,5±0,5°C). Углекислотно-водные включения содержат натриево-хлоридный раствор с небольшой примесью других катионов ($T_{\text{эвт.}} = -21,5\pm 0,5^\circ\text{C}$). Солёность растворов, определённая по температуре плавления газогидрата [8], $\sim 6\%$ NaCl-экв.

Данные валового анализа (табл. 2) полностью согласуются с результатами изучения индивидуальных включений. Выявлено, что во всех образцах содержатся натриево-гидрокарбонатно-хлоридные растворы умеренной концентрации (4–6 мас. % NaCl). Количество примесей других катионов (K, Ca, Mg) не превышает 1–2 мол. %. Фтор и сульфат-ион не обнаружены. В газовой фазе резко доминирует углекислота, содержание метана на 1–2 порядка ниже, другие углеводороды фиксируются в следовых количествах. Главные элементы-примеси во флюидах В, Sr и Ba.

Гомогенизация включений происходит путём растворения углекислоты в воде в интервале от 290 до 320°C. Поскольку флюид находится на линии двухфазного равновесия, температура гомогенизации включений соответствует температурам минералообразования.

Полученные результаты дают возможность использовать самый точный из всех существующих геобарометров, основанный на экспериментально установленных свойствах углекислоты [4]. По измеренной плотности CO₂ в углекислотных включениях и температурах их захвата, определённых по температуре гомогенизации сосуществующих углекислотно-водных включений, давление при минералообразовании оценивается в 1,1–1,7 Кбар (ошибка определения не превышает 50–100 бар).

Обсуждение результатов. Идентичность состава и температур рудообразующих растворов на двух изученных месторождениях подтверждает мнение об их принадлежности к единой региональной гидротермальной палеосистеме. Выявленная разница давлений в 600 бар в условиях литостатического градиента соответствует расстоянию $\sim 2,5$ км по вертикали между уровнями локализации оруденения. Эта величина хорошо согласуется с результатами геолого-структурных наблюдений, что позволяет сделать вывод о формировании месторождения Тирек на глубинах ~ 7 км, месторождения Амесмесса – 4,5 км от палеоповерхности. Столь большой вертикальный размах оруденения определяет значительные

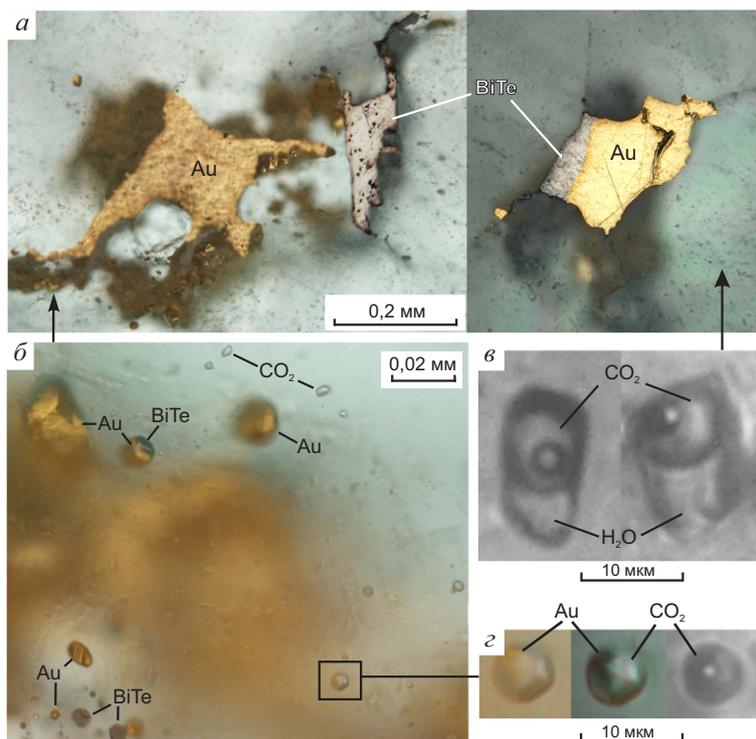


Рис. 2. Рудная минерализация и включения золотоносных растворов в кварце (месторождение Тирек, обр. Т-2):

a – парагенезис самородного золота (Au) и сульфотеллурида висмута (BiTe); *б* – ассоциация включений плотной углекислоты (CO₂) и твёрдых включений рудных минералов; *в* – углекислотно-водные включения; *г* – углекислотное включение в отражённом (слева) и проходящем (в центре) свете, на внутренней поверхности вакуоли наблюдается выделение самородного золота; при снижении температуры до +12°C происходит разделение углекислоты на жидкую и газовую фазы (справа)

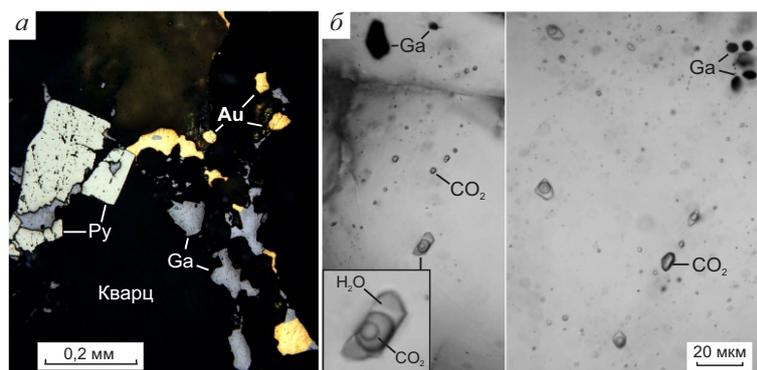


Рис. 3. Рудная минерализация и включения золотоносных растворов в кварце (месторождение Амесмесса, обр. А-1):

a – самородное золото (Au) в парагенезисе с галенитом (Ga) наложено на кварц и пирит (Py); *б* – углекислотно-водные (H₂O-CO₂) и углекислотные (CO₂) включения в ассоциации с микровключениями галенита

1. Результаты микротермометрических исследований флюидных включений в кварце

Номера образцов	Типы ГЖВ	Температуры фазовых переходов, °С					Параметры флюида	
		$T_{эвт.}$	T_n ГГ	T_n CO ₂	$T_{гом. CO_2}$	$T_{гом.}$	x_{CO_2} , мол. %	P , бар
<i>Месторождение Амесмесса</i>								
А-1	LC	-21,5±0,5	+6,8±0,2	-57,0	+29,4...+30,7	310–320	13-14	1100
	C	-	-	-58,0	+24,4...+25,6	-	-	
<i>Месторождение Тирек</i>								
Т-2	LC	-21,5±0,5	+6,8±0,2	-56,6	+13,7...+15,5	290–320	16-17	1700
	C	-	-	-56,6	+12,0...+13,0	-	-	

Примечание. LC – углекислотно-водные, C – углекислотные ГЖВ. В каждой группе проанализировано более 15 индивидуальных включений. Температуры: эвтектики ($T_{эвт.}$), плавления газогидрата (T_n ГГ), плавления углекислоты (T_n CO₂), гомогенизации углекислоты в жидкую фазу ($T_{гом. CO_2}$), полной гомогенизации (растворение углекислоты в воде) ($T_{гом.}$). Давление захвата включений определено по методу В.А.Калужного [4].

перспективы глубоких горизонтов месторождений данного типа. Вероятно, в значительной мере он был обусловлен термостатированностью рудоконтролирующей структуры, поскольку температурный градиент по результатам исследования флюидных включений не фиксируется. Однако возникает вопрос о механизмах массопереноса при формировании руд. Плотность водно-солевого флюида (с учётом растворённой в нём CO_2) на нижнем уровне системы составляла 1 г/см^3 , на верхнем – $0,95 \text{ г/см}^3$. Следовательно, гидротермальные растворы находились не только в термостатированных, но и в гидродинамически застойных условиях.

Как показано выше, основная особенность рассматриваемой флюидной системы – её гетерогенное состояние, т.е. присутствие в углекислотно-водно-солевом растворе пузырьков менее плотной углекислоты. Известно, что скорость свободного всплытия микропузырьков газа в жидкостях по геологическим меркам чрезвычайно высока (миллиметры в секунду). Поэтому углекислотный флюид следует считать весьма подвижной субстанцией, которая могла осуществлять эффективный транспорт тех компонентов, которые преимущественно перераспределяются в газовую фазу. В технике подобный процесс пропускания газа через слой жидкости, называемый барботажем, широко используется в связи с высокой эффективностью межфазного перераспределения вещества благодаря большим межфазовым поверхностям в единице объёма среды. На реальность его протекания в рассматриваемом случае указывает, в частности, значительное накопление метана на верхнем уровне рудообразующей системы (см. табл. 2). В составе углекислотно-метановой газовой фазы могут мигрировать и рудные элементы, в том числе золото [5].

Наблюдаемое в углекислотно-водных включениях количество углекислоты (от 17 мол. % на месторождении Тирек до 13 мол. % на месторождении Амесмесса) отвечает пределу её растворимости при данных концентрациях NaCl , T и P [7]. Следовательно, водно-солевой раствор оставался насыщенным в отношении CO_2 на всех уровнях гидротермальной колонны, и уходящий вверх газ непрерывно восполнялся за счёт его поступления с более глубоких горизонтов. Длительное существование такой системы возможно только при наличии внешнего источника CO_2 .

2. Состав флюидных включений в кварце по данным валового анализа

Номера образцов	А-1	Л-5	Т-2
H_2O в кварце, ppm	1175,5	1178,8	1317,2
<i>Главные компоненты, г/кг H_2O</i>			
CO_2	178,69	86,07	214,65
CH_4	6,00	1,40	0,86
Cl	16,39	19,79	28,70
HCO_3	25,99	36,76	30,94
Na	19,36	25,58	29,05
K	0,39	0,31	0,50
Ca	0,49	0,65	0,85
Mg	0,21	0,19	0,11
<i>Микроэлементы, мг/кг H_2O</i>			
B	556,5	1630,4	601,4
Li	0,1	0,4	0,3
Rb	1,1	1,1	2,9
Sr	226,5	49,8	278,6
Ba	54,7	7,3	73,2
As	16,0	16,9	3,4
Sb	1,6	1,9	1,8
Cu	1,0	0,6	0,4
Zn	19,4	0,1	14,6
Pb	1,8	0,2	<0,1
Ag	0,2	0,7	0,3
<i>Мольные отношения</i>			
Na/K	83	140	99
K/Rb	780	598	363
As/Sb	16	15	3
CO_2/CH_4	11	22	91

Для выяснения природы углекислоты выполнен изотопный анализ её углерода. Обнаружено, что флюидные включения в кварце образцов А-1 (Амесмесса) и Т-2 (Тирек) содержат углекислоту с идентичным значением $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$, которое точно соответствует изотопному составу углерода эндогенной углекислоты [3]. Последняя входит в состав современных и древних магматических газов и, согласно существующим представлениям, имеет глубинный подкоровый источник.

В заключение отметим, что при той же концентрации и аналогичном составе солей флюидные включения в кварце рудопроявления Ларджан содержат в два раза меньше CO_2 (см. табл. 2, обр. Л-5). Вероятно, дискретность рас-

пределения потоков CO₂ вдоль рудоконтролирующего разлома является главной причиной его неравномерной рудоносности.

Таким образом, золоторудная минерализация месторождений Амессмесса и Тирек Ин-Уззальского золоторудного района на юго-западе Алжирской Сахары сформировалась на различных гипсометрических уровнях единой рудообразующей гидротермальной палеосистемы при участии однотипных гетерогенных углекислотно-натриево-хлоридных растворов умеренной концентрации (~6 мас. % экв. NaCl). Рудоотложение протекало в температурном диапазоне 290–320°C на глубинах ~7 км (месторождение Тирек) и 4,5 км (месторождение Амессмесса). Гетерогенность минералообразующей среды на всех уровнях глубинности была обусловлена избыточным количеством углекислоты, поступающей в систему из подкорового источника ($\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$). Углекислотная фаза могла служить основным транспортирующим агентом рудообразующей системы в термостатированных условиях, обеспечивая значительный вертикальный размах оруденения на золото-кварцевых месторождениях данного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аули Э., Белов С.В. Геодинамические условия формирования золотого оруденения зоны Ин-Уззал в Алжирской Сахаре // *Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах*. Мат-лы Всероссийской научной конференции с международным участием. К 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Ф.Н.Шахова. Новосибирск, 2014. С. 37–56.
2. Белов С.В., Зверев С.Н., Аули Э. Структура и оруденение месторождения Амессмесса в Алжирской Сахаре // *Разведка и охрана недр*. 2015. № 2. С. 11–17.
3. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М: Недра, 1968.
4. Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наук. думка, 1982.
5. Кряжев С.Г. Газогеохимические ореолы золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // *Руды и металлы*. 2016. № 4. С. 94–97.
6. Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава

ва рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. № 4. 2006. С. 30–36.

7. Такеноччи С., Кеннеди Дж. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях // *Термодинамика постмагматических процессов*. 1968. С. 137–149.
8. Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55. P. 3869–3871.

Кряжев Сергей Гаврилович,
кандидат геолого-минералогических наук
s34@mail.ru

Белов Сергей Викторович,
доктор геолого-минералогических наук
belov.s-2011@yandex.ru

Игнатов Пётр Алексеевич,
доктор геолого-минералогических наук
petrignatov@gmail.com

Васюта Юрий Васильевич,
научный сотрудник
s34@mail.ru

Аули Эссауд
e.auli@yandex.ru

PHYSICAL-CHEMICAL PROPERTIES OF THE ORE-FORMING FLUIDS AT THE AMESSMESSA AND TIREK LODE GOLD DEPOSITS IN THE ALGERIAN SAHARA

S.G.Kryazhev,
S.V.Belov,
P.A.Ignatov,
Yu.V.Vasyuta,
E.Aouli

Gold mineralization in quartz veins in the In-Uzzal region of Hoggar shield, the Algerian Sahara, was formed from carbon dioxide-sodium-chloride solution (6 wt. % NaCl equiv.) in the temperature range of 290–320°C at a depth of about 7 km (Tirek deposit) and 4,5 km (Amessmessa deposit). The ore-forming fluid immiscibility at all levels of depth was caused by the excess amount of carbon dioxide from deep magmatic source ($\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$).

Key words: Hoggar, In-Uzzal region, gold deposits, Amessmessa, Tirek, fluid inclusions.

25 января 2017 г. исполнилось 85 лет старшему научному сотруднику, кандидату геолого-минералогических наук, лауреату премии Правительства РФ, первооткрывателю месторождения Глухариный в Магаданской области, автору научно-методических разработок в области общей и прикладной минералогии **Яблоковой Светлане Васильевне**.

Вся научно-производственная деятельность Светланы Васильевны с 1955 по 2016 гг. была связана с ЦНИГРИ, где она стала ведущим специалистом по исследованию самородного золота.

С.В.Яблокова занималась изучением типоморфных признаков самородного золота рудных и россыпных месторождений главнейших золотоносных провинций России, стран ближнего и дальнего зарубежья. Ею прослежена эволюция золота в зоне гипергенеза, разносторонне изучено золото рыхлого чехла Русской платформы, открыт новый минерал – куранахит. С.В.Яблокова принимала участие в комплексных металлогенических исследованиях, отраслевых программах по прогнозированию, оценке и подсчёту запасов месторождений золота. Её данные по золоту кор выветривания Олимпиадинского и Куранахского месторождений послужили геологической основой при подсчёте запасов. В последние годы под руководством С.В.Яблоковой и при её непосредственном участии создан банк данных по самородному золоту коренных и россыпных месторождений, в который впервые включён полный спектр элементов-примесей в золоте, и заложено новое направление в использовании геохимических особенностей золота как прогнозно-поисковых критериев.

С.В.Яблокова с коллективом авторов удостоена премии Правительства РФ 2000 года в области науки и техники за работу «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации – комплект карт». Светлана Васильевна – автор и соавтор более 160 работ, в том числе пяти монографий, ряда методических руководств и рекомендаций по проведению минералогических исследований при геологоразведочных и криминалистических работах, один из авторов уникальной книги «Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас». Её исследования высоко оценены в нашей стране и за рубежом.

Светлана Васильевна Яблокова – отзывчивый и доброжелательный человек, любящая мать, бабушка и прабабушка.

Поздравляем Светлану Васильевну Яблокову с восьмидесятипятилетием, желаем ей хорошего здоровья, счастья и дальнейших творческих успехов.



*Дирекция
Редколлегия журнала*



13 февраля 2017 г. исполнилось 75 лет заведующему отделом научно-методического сопровождения геологоразведочных работ, высококвалифицированному специалисту в области геологии, прогнозирования, поисков и оценки, рудно-формационного анализа и металлогении месторождений цветных и благородных металлов, кандидату геолого-минералогических наук **Волчкову Алексею Гордеевичу**.

А.Г.Волчков работает в ЦНИГРИ со времени окончания геологического факультета МГУ в 1966 г. Основное направление его деятельности – прогнозно-металлогенические исследования, позволяющие установить конкретные площади в ранге рудных районов, полей и потенциальных месторождений, перспективные на обнаружение промышленных месторождений цветных металлов. Под руководством и при участии А.Г.Волčkова выполнен ряд обобщающих работ по меденосности и металлогении Уральской провинции, локальному прогнозу и поискам медно-цинковоколчеданных и медно-порфировых месторождений в районах действия горнодобывающих предприятий Южного и Среднего Урала. Им лично и в соавторстве составлены и внедрены прогнозные карты м-ба 1:10 000–1:50 000 меднорудных районов Урала – Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей, Республики Башкортостан. Он участвовал в подготовке геологических основ для подсчёта запасов месторождений Юбилейное, Подольское, Сафьяновское. А.Г.Волчковым лично и в соавторстве составлены и внедрены в производство ГРР методики и руководства по крупномасштабному и локальному прогнозу, поискам и количественной оценке медно-колчеданных месторождений. За создание первого в отрасли прогнозно-поискового комплекса по поискам скрытых медно-колчеданных месторождений, представляющего собой оптимизированную технологию ГРР, основанную на принципах последовательного приближения и соответствия, вместе с коллегами удостоен премии Министерства геологии СССР (1987 г.).

А.Г.Волчков руководил работами по созданию прогнозно-металлогенической карты страны на медь, свинец, цинк, никель м-ба 1:2 500 000, которая служит основой для формирования программ ГРР на цветные металлы. Работы по оценке перспектив выявления месторождений благородных металлов на Полярном Урале завершены созданием прогнозной карты территории ЯНАО в м-бе 1:500 000, что внесло существенный вклад в обоснование выделения Полярноуральского центра экономического развития. Реализация разработок А.Г.Волčkова с соавторами обеспечила ускоренное вовлечение открытых объектов в недропользование, развитие новых и известных МСБ меди и золота на Урале, в Чукотском АО и других регионах России.

С 2002 г. А.Г.Волчков возглавляет работы по научно-методическому сопровождению и обеспечению ГРР, производимых за счёт средств федерального бюджета. Он курирует ГРР на территории Урала, где по его рекомендациям три выделенные перспективные площади переданы в недропользование.

Результаты исследований А.Г.Волčkова отражены более чем в 200 научных трудах, 136 из которых опубликованы. Его деятельность неоднократно отмечена почётными грамотами Минприроды и Роснедра. Он награждён знаком «Отличник разведки недр», юбилейной медалью «300 лет Горно-геологической службы России». В 2003 г. ему присвоено звание «Почётный разведчик недр».

Незаурядные способности и удивительное трудолюбие позволяют А.Г.Волчкову вести большую научно-организационную работу, в которой его отличают преданность делу и высокий профессионализм. Он пользуется уважением коллектива ЦНИГРИ и всего геологического сообщества за высокую культуру, качество научных исследований, увлечённость, энергию и добросовестность.

Поздравляем Алексея Гордеевича Волčkова с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, новых творческих успехов и достижений в укреплении минерально-сырьевой базы России.

Дирекция, Учёный совет, Редколлегия журнала

16 февраля 2017 г. исполнилось 70 лет **Вартаняну Сергею Сероповичу** – заместителю директора ЦНИГРИ по научной работе, признанному лидеру отечественной науки и практики в области металлогении, прогноза, поисков и оценки золоторудных месторождений, кандидату геолого-минералогических наук.

С.С.Вартанян работает в ЦНИГРИ с 1966 г., где он прошёл путь от младшего научного сотрудника, старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией, затем отделом до заместителя директора института (2002 г.).

В 1970–80-х гг. С.С.Вартанян изучал условия локализации золото-серебряных месторождений вулканических поясов Камчатки и Примагаданья: Оганчинского, Агинского, Асачинского, Аметистового, Бараньевского, Озерновского, Порожистого, Родникового, Сухарикского, Карамкенского и др. Им сформулированы принципы выявления, оконтуривания и прогнозной оценки разноранговых металлогенических таксонов (рудный район, рудное поле, месторождение) на основе их прогнозно-поисковых моделей, которые также использовались для разбраковки объектов по степени перспективности и обоснования эффективности прогнозно-поисковых комплексов. Были получены данные о строении месторождений, рудных полей и узлов, которые применялись при оценке перспектив и для обоснования направлений геологоразведочных работ на золоторудных месторождениях. Реализация разработок С.С.Вартаняна способствовала созданию на востоке России новой минерально-сырьевой базы, интенсивно осваиваемой в наши дни.

В течение ряда лет трудился в экспертных группах Министерства геологии СССР по оптимизации геологоразведочных работ на золото и серебро в Закарпатье, Северном Казахстане, Горном Алтае, Примагаданье, на Камчатке и в других регионах страны.

Реализация разработок, выполненных С.С.Вартаняном лично и под его руководством, обеспечила ускоренное вовлечение выявленных объектов в недропользование, развитие известных и формирование новых минерально-сырьевых баз золота на Алтае, в Красноярском крае, Якутии, Магаданской и Сахалинской областях, на Камчатке, Чукотке и в других регионах России. Передовые отечественные научно-прикладные разработки использовались С.С.Вартаняном при контрактных геолого-поисковых работах в Монголии (1985 г.), Никарагуа (1988 г.), Гондурасе (1993 г.) и на Аляске (США) (1991, 1992, 1997–2003 гг.).

Под руководством С.С.Вартаняна решаются задачи стратегического сбалансированного развития МСБ благородных металлов России, отечественной минерально-сырьевой безопасности, программно-целевой системы прогноза и воспроизводства МСБ, разработки и реализации методических основ прогноза, поисков и оценки месторождений благородных металлов, мониторинга, оценки, переоценки, апробации прогнозных ресурсов. Научно-методическое обеспечение и сопровождение геологоразведочных работ являются ключевым блоком системы программно-целевого управления воспроизводством МСБ благородных и цветных металлов Российской Федерации, способствуют осуществлению среднесрочных и долгосрочных программных мероприятий, оптимизации ГРП и повышению их результативности.

С 2002 г. С.С.Вартанян возглавляет работы по научно-методическому сопровождению и обеспечению геологоразведки на твёрдые полезные ископаемые территории РФ, которые представляют собой систему реализации научно-методических разработок и организационных мер по их внедрению, направленных на эффективное и ускоренное воспроизводство фонда недропользования, создание новых и альтернативных минерально-сырьевых баз, укрепление сырьевых баз действующих предприятий, находящихся в федеральном ведении, расширение инвестиционно привлекательно фонда недропользования в районах с особыми геополитическими интересами России, а также в регионах с напряжённой социально-экономической обстановкой. Благодаря этим работам обеспечена концентрация сил и средств федерального бюджета на наиболее приоритетных объектах.



С.С.Вартанян – ведущий составитель оперативных программ федеральных геологоразведочных работ, направленных на воспроизводство МСБ твёрдых полезных ископаемых, а также программ лицензирования участков недр Российской Федерации. Участвовал в разработке долгосрочных государственных программ изучения недр и воспроизводства МСБ России, в частности подпрограммы «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» Государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» (2014 г.).

Результаты исследований С.С.Вартаняна отражены в 90 научных трудах, в том числе в 15 монографиях, подготовленных им лично и в соавторстве – «Золоторудные месторождения СССР» (1988), «Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана» (1989), «Прогнозирование и поиски месторождений золота» (1989), «Методика поисков золоторудных месторождений (1990), «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2005 году. Мир и Россия» (1998), «Национальная минерально-сырьевая безопасность» (2000), «Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Методическое руководство. Выпуск «Экзогенная золотоносность» (2002), «Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для геологоразведочных работ» (2003), «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2006), «Новые горнорудные проекты России» (2007), «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых» (2010).

С.С.Вартанян – член редакционных коллегий научно-технических журналов «Разведка и охрана недр», «Руды и металлы».

С.С.Вартанян дважды удостоен премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники: за работы «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации – комплект карт» (2000 г.) и «Научное обоснование, создание и реализация системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2007 г.). Он – лауреат премии им. А.Н.Косыгина за вклад в оценку отечественной минерально-сырьевой безопасности (2000 г.). За заслуги в области геологии и многолетний добросовестный труд ему присвоено звание «Заслуженный геолог Российской Федерации», он награждён знаками «Почётный разведчик недр» и «Отличник разведки недр», почётными грамотами Министерства природных ресурсов России и Роснедра.

Поздравляем Сергея Сероповича Вартаняна с 70-летием, желаем ему крепкого здоровья, счастья, дальнейших творческих успехов.

*Дирекция
Учёный совет
Редколлегия журнала*

VII НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
«Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки
месторождений благородных, цветных металлов и алмазов»
13–14 апреля 2017 г., г. Москва, ФГУП ЦНИГРИ



Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГУП ЦНИГРИ) при поддержке Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук и Российского геологического общества 13–14 апреля 2017 г. проводит VII Научно-практическую конференцию «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов».

Цель конференции – обеспечение реализации подпрограммы I «Воспроизводство МСБ, геологическое изучение недр» Государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» и положений «Стратегии развития геологической отрасли Российской Федерации до 2030 года».

ТЕМАТИКА КОНФЕРЕНЦИИ:

- научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений;
- использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки;
- использование передового опыта проведения ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы России;
- разработка и реализация инновационных технологий ГРП.

Для участия в конференции приглашаются представители геологоразведочных, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов.

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ:

г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ

КОНТАКТЫ:

E-mail: market@tsnigri.ru

Телефоны: (495) 315-43-47, (495) 315-06-92