

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА

На правах рукописи

ТАРАСОВА ЮЛИЯ ИГОРЕВНА

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ
ЗОЛОТА, СЕРЕБРА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОТОКАХ
РАССЕЯНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ЗОН ДУКАТСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

Специальность 25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических
наук Раиса Григорьевна Кравцова

ИРКУТСК – 2014

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	17
1.1. История исследования Дукатского месторождения	17
1.2. Физико-географические сведения о районе исследований.....	19
1.3. Геолого-геохимические особенности Дукатского месторождения	22
1.4. Методы исследования	38
ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА, СЕРЕБРА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКАХ РАССЕЯНИЯ.....	49
2.1. Особенности распределения золота и серебра	50
2.2. Особенности распределения Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn	57
2.3. Особенности распределения Mo, W, Sn, Bi, Mn.....	69
2.4. Обсуждение результатов.....	80
ГЛАВА 3. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, СЕРЕБРА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКАХ РАССЕЯНИЯ.....	88
3.1. Формы нахождения золота и серебра.....	92
3.2. Формы нахождения Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn	122
3.3. Формы нахождения Mo, W, Sn, Bi, Mn	136
3.4. Обсуждение результатов.....	142
ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ	147
4.1. Особенности формирования потоков рассеяния золота и серебра	153
4.2. Особенности формирования потоков рассеяния Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn.....	160
4.3. Особенности формирования потоков рассеяния Mo, W, Sn, Bi, Mn.....	167
4.4. Обсуждение результатов.....	170
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	180
ЛИТЕРАТУРА.....	186

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

АГХП	– аномальные геохимические поля
ЛПР	– литохимические потоки рассеяния
ЗРСМ	– зоны рассеянной сульфидной минерализации
ФН	– формы нахождения
КК	– коэффициент контрастности элемента, нормированный по фону
ОЧВП	– Охотско-Чукотский вулканогенный пояс
Ag	– серебряные
Au-Ag	– золото-серебряные
Ag-Pb	– серебро-полиметаллические
Sn-Ag	– олово-серебряные
Sn-W	– олово-редкометальные
Mo-W	– редкометальные
Sn-Q	– касситерит-силикатные
Pb-Zn	– сульфидно-полиметаллические

ВВЕДЕНИЕ

Территория Северо-Востока России и, в частности, Магаданская область, располагает большим количеством месторождений золота и серебра (Сидоров и др., 1987, 1989; Константинов и др., 1998, 2002, 2003; Горячев, 2010 и др.). Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), в пределах центральной части которого проводились исследования, по концентрации эпitherмальных золото-серебряных (Au-Ag) месторождений является уникальным. В то же время число легко открываемых золоторудных месторождений, в том числе золото-серебряных, на территории Северо-Востока России постоянно сокращается. Одной из первоочередных становится проблема переоценки старых и выявления новых объектов. Надежной основой для ее решения является комплекс прикладных и фундаментальных исследований, в том числе, в области геохимии и геохимических методов поисков.

Важная роль в прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации при проведении геохимических работ отводится изучению экзогенных аномальных геохимических полей (АГХП), выявленных в результате съемок по литохимическим потокам рассеяния (ЛПР). Традиционные геохимические съемки по ЛПР являются практически основным методом, с помощью которого можно оценивать значительные площади. Накопленный опыт, наличие экспрессного и достаточно надежного аналитического обеспечения позволяют считать проблему обнаружения аномалий этим методом в целом решенной. Менее благополучно обстоит дело с вопросами их интерпретации.

Актуальность работы. Сложный полихронный характер развития руд и ореолов на большинстве изученных рудных объектов, в значительной степени осложняет выявление состава и строения экзогенных АГХП, затрудняет, а зачастую делает невозможным использование на практике различного рода традиционных показателей. То же самое относится и к вопросам интерпретации рудно-формационной принадлежности геохимических аномалий, выявленных по ЛПР.

На территории Северо-Востока России, где формирование рыхлых (аллювиальных) отложений водотоков происходит в условиях криогенеза на большинстве исследуемых рудных объектов, традиционное использование с этой целью только качественных и количественных характеристик элементов зачастую малоэффективно. Особенно актуально это для хорошо изученных территорий, где уже был проведен значительный объем поисковых и оценочных работ. К таким территориям на Северо-Востоке России относится Омсукчанский рудный район, где находится Дукатское Au-Ag месторождение, на площади которого проводились исследования.

При проведении разномасштабных литохимических съемок по потокам рассеяния на этой территории мы столкнулись с тем, что ряд геохимических аномалий в зонах непромышленной рудной минерализации по контрастности и элементному составу мало отличимы от аномалий, связанных с промышленными Au-Ag рудами. Кроме того, выявленные по ЛПР экзогенные АГХП (аномалии), по сравнению с эндогенными полями, имеют относительно общий характер развития, довольно бедный компонентный состав и низкую контрастность, что в значительной степени затрудняет их интерпретацию и оценку.

С одной стороны, это объясняется местными ландшафтно-геохимическими условиями, типичными для зон криолитогенеза. В первую очередь, наличием устойчивой вечной мерзлоты, слабо выраженными процессами выветривания и тем, что на протяженность, состав и контрастность АГХП, выявленных по ЛПР может сильно влиять неблагоприятное положение рудных тел и недостаточный уровень их денудации, обусловленный низкой степенью разветвленности гидросети.

С другой стороны, в зонах криолитогенеза, где основным процессом, формирующим ЛПР, считается физическое выветривание, аллювиальные отложения в верховья рек и ручьев формируются при резком дефиците песчано-илистого материала, концентрирующего большинство рудных элементов. Отбор проб аллювия заканчивается, в большинстве случаев, уже в

устьях водотоков II порядка, как это принято при традиционных съемках (Инструкция ..., 1983). Водотоки I порядка, которые могли бы быть наиболее информативными, зачастую вообще не опробуются.

Становится очевидным, что в целом, для повышения эффективности съемок по потокам рассеяния, для оценки рудно-формационной и промышленной значимости выявления по ЛПР экзогенных аномалий необходимым является детальное изучение вещественного состава рыхлых отложений водотоков I-II порядков, дренирующих рудные зоны. Основное внимание необходимо уделить изучению особенностей распределения и форм нахождения Au, Ag и сопутствующих элементов-индикаторов оруденения. Также очевидно, что для оценки экзогенных аномалий, связанных с такими объектами, необходимы дополнительные критерии.

Опыт изучения вещественного состава руд и связанных с ними эндогенных геохимических полей эпиптермальных Au-Ag месторождений показал, что к таким критериям относятся формы нахождения (ФН) элементов-индикаторов оруденения (Кравцова, Соломонова, 1984; Берман, 1986; Кравцова, Андрулайтис, 1989, 1991; Таусон, Кравцова, 2002; Таусон и др., 2008; Кравцова, 2010). В отношении экзогенных геохимических полей, в нашем случае аномалий, выявленных по ЛПР, исследование ФН элементов-индикаторов Au-Ag оруденения в рыхлых аллювиальных отложениях водотоков было проведено впервые. На примере рудных зон Дукатского месторождения, представленных эпиптермальной Au-Ag минерализацией (участок Чайка) проведено изучение ФН типоморфных для руд вулканогенной Au-Ag формации элементов – Au, Ag, Hg, Sb, As, Cu, Zn, Pb. Приводятся данные по содержанию и ФН сопутствующих рудных (Bi, Mn, Fe, Mo, W) элементов.

Таким образом, исследование ФН и особенностей распределения элементов-индикаторов Au-Ag оруденения в рыхлых аллювиальных отложениях ЛПР, сравнение их с первичными рудами и использование полученных данных для разработки эффективных геохимических критериев

прогноза и поисков эпипермальной Au-Ag минерализации, несомненно, является востребованным на сегодняшний день.

Термины и определения. Высокая эффективность геохимических методов привела к широкому их применению в СССР, а затем и за рубежом. В настоящее время геохимические поиски месторождений полезных ископаемых проводятся по всему миру.

Результаты первых опытов проведения мелкомасштабных металлометрических съемок по потокам рассеяния на территории бывшего СССР были опубликованы в работах (Сергеев, 1946; Квашневская, 1957; Красников, 1957, 1959). Большой вклад в изучение рыхлых отложений современных водотоков (речных потоков рассеяния) и разработку геохимического метода поисков по ЛПР в нашей стране был сделан такими крупными учеными как А.П. Соловов и В.В. Поликарпочкин (Соловов, 1959, 1978; 1985; Поликарпочкин, 1963, 1972, 1976). Значительная часть исследований в этой области была выполнена ими в соавторстве с коллегами (Соловов, Кунин, 1960; Поликарпочкин и др., 1965, 1971; Соловов и др., 1978; Соловов, Шваров, 1980; Справочник по геохимическим поискам ..., 1990 и др.) и продолжена в работах учеников и последователей (Миляев, 1988; Кошман, Югай, 1966; Константинова, 1970; Филиппова, 1974; Абисалов, 1977; Питулько, Крицук, 1990; Соколов, 1998; Алексеенко, 2000; Вьюнов, Соколов, 2000; Головин и др., 2002; Приставко и др., 2005; Кременецкий и др., 2006; Кравцова, 2007; Домчак, 2008; Макарова и др., 2008; Матвеев, 2008; Романов, 2008; Воробьев, 2009; Кравцова, 2010; Миляев и др., 2010; Соколов, 2010; Макшаков, 2011).

Среди исследований зарубежных ученых, изучающих вторичные обстановки (процессы вторичного рассеяния элементов), в т.ч. и потоки рассеяния, к наиболее известным публикациям можно отнести работы (Cooper, Webb, 1963; James, 1967; Andrews-Jones, 1968; Brown, 1970; Huff, 1971; Bradshaw et al., 1972; Granier, 1973; Rose et al., 1979; Levinson, 1980; Govett, 1983; Erdman, Modreski, 1984; Shacklette, 1984; Smith, 1986; Eden,

Bjorklund, 1991; Naseem, Sheikh, 1994; Fletcher, Loh, 1996, 1997; Xuejing, Hangxin, 1997; Pestana, 1997; Swennen, 1998; Cohen et al., 1999; Lombard et al., 1999; Melo Germano, Jr., Fletcher, 1999 и др.). К более поздним работам, посвященным потокам рассеяния, можно отнести (Naseem et al., 2002; Singh et al., 2003; Theodore et al., 2003; Zhou, Zhao, 2003; Cai, Yao, 2004; Cannon, 2004; Mikoshiba (Ujine) et al., 2004; Xuejing et al., 2004; Zou et al., 2004; Ohta et al., 2005; Ludington et al., 2006; Hao et al., 2007; Macdonald, 2007; Bur et al., 2009; Ferreira da Silva et al., 2009; Sinha et al., 2009; Granet et al., 2010; Kettner et al., 2010 и др.).

Представление о потоках рассеяния рудных месторождений, как самостоятельного понятия, было дано А.П. Солововым (1959), который разделил «вторичные поля рассеяния» на ореолы и потоки. Под потоком рассеяния понимались участки повышенных содержаний рассеивающихся веществ на путях твердого, жидкого и газообразного стока с суши реками, ледниками и движущейся атмосферой (ветром).

Позднее Н.И. Сафронов *«Потоками вторичного рассеяния месторождений ...»* предложил называть *«... локальные участки в аллювиальных и пролювиальных отложениях, характеризующиеся повышенными содержаниями рудо- и ореолообразующих элементов»* (Сафронов, 1971, стр. 116).

В геологическом словаре дается следующее краткое определение термину «потоки рассеяния» – это *«... участки повышенных концентраций микроэлементов в водах и рыхлых отложениях, возникающие в результате разрушения рудных тел и переноса полезных компонентов в жидкой и твердой фазе из области денудации в область осадконакопления»* (Геологический словарь, 1973, том. 2, стр. 127).

В Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений (Инструкция..., 1983, стр. 13) «Литохимическим потоком рассеяния месторождения называется область повышенных содержаний химических элементов, характерных для данного месторождения,

развивающаяся в горных породах на путях механического и солевого стока».

Уже значительно позже, кратко и относительно полно, на наш взгляд, понятие «потoki рассеяния» было сформулировано второй раз А.П. Солововым. *«Области повышенных содержаний ценных или сопутствующих им элементов на путях твердого, растворимого (водного) или газообразного, поверхностного или подземного стока с суши, развивающиеся за счет вторичных ореолов рассеяния месторождений, принято именовать потоками рассеяния»* (Соловов, 1985, стр. 16).

Проанализировав описанные выше определения, предпочтение можно отдать формулировке А.П. Соловова (1985) с небольшими изменениями и дополнениями автора (см. подчеркнутое): *«Потоками рассеяния называются области повышенных содержаний ценных или сопутствующих им элементов на путях твердого, растворимого (водного) или газообразного, поверхностного или подземного стока с суши, развивающиеся за счет гипергенного разрушения руд, их первичных и вторичных ореолов»*.

В геологическом словаре (Геологический словарь, 1973, том. 2, стр. 389) со ссылкой на Сафронова (1962) говорится, что «формы нахождения элементов в ореолах рассеяния могут находиться в минеральных и безминеральных видах. Под минеральным видом существования элементов понимается такой вид, при котором элементы закономерным образом входят в минерал, являются его обязательными составными частями, подчиняющимися определенным стехиометрическим соотношениям. Под безминеральным видом существования элементов подразумеваются случаи, когда элементы не образуют собственных минералов, а входят в виде неопределенных примесей различных форм в минералы и другие природные геологические образования чуждого им состава. Сафронов выделяет 6 форм безминерального состояния элементов: растворы в горных породах (в твердой и жидкой фазах); растворы во внутрикристаллических жидких и газообразных включениях; сорбированное состояние в природных коллоидах (в минеральном поглощающем комплексе); растворы в подземных и

поверхностных водах; рассеяние в почвенном и атмосферном воздухе; рассеяние в растительном и животном мире».

Хемосорбция – процесс поглощения жидкостью или твердым телом газов, паров, вещества из окружающей среды с образованием химических соединений в результате обратимой химической реакции. При изменении физических условий, в частности, при повышении температуры, поглощенное вещество выделяется. В отличие от хемосорбции при физической адсорбции между поглотителем (адсорбентом) и поглощаемым веществом (адсорбатом) химическая реакция не происходит. При хемосорбции выделяются значительные количества теплоты, что в большинстве случаев только ускоряет химические процессы. Хемосорбция зависит от чистоты и химического состояния поверхности адсорбента и возможна при наличии химической активности поверхности, т.е. от присутствия атомов с ненасыщенными валентными связями. Хемосорбция избирательна, т.к. зависит от химического сродства адсорбированного вещества к поверхности твердого тела (Геологический словарь, 1973, том. 2, стр. 399; Советская энциклопедия, 1983; Большая физическая энциклопедия, 1988). Процессы хемосорбции металлов в разных условиях и средах даны в ряде экспериментальных работ (Tauson, Lipko, 2013, Reich et al. 2010, Reich et al. 2005 и др.)

Объекты исследования. Детальные работы по изучению особенностей распределения и ФН элементов-индикаторов оруденения в рыхлых отложениях ЛПР проводились на участке Чайка (северо-восточная часть площади Дукатского Au-Ag месторождения), где наиболее хорошо сохранились «первичные» Au-Ag руды. Это позволило выбрать участок Чайка в качестве эталонного объекта для изучения потоков рассеяния, связанных с типичной вулканогенной Au-Ag минерализацией, характерной для эпитермальней золото-серебряной формации руд (Петровская, 1973). Пробы аллювия отбирались по водотокам I-II порядков, ручьям Чайка и Искра, дренирующим золото-серебряные рудные зоны.

Цель и задачи работы. Главная цель – изучение особенностей распределения и ФН рудных элементов в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния, выявление эффективных критериев поисков и оценки Au-Ag минерализации.

Для достижения поставленной цели решены следующие основные задачи:

– изучены особенности распределения и уровни содержания Au, Ag и основных сопутствующих элементов-индикаторов оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в ЛПР, сформированных водотоками I-II порядка, дренирующими золото-серебряные рудные зоны;

– выявлены особенности распределения рудных (Mo, W, Sn, Bi, Mn) элементов, связанные преимущественно с вмещающими породами и другими типами минерализации, установлена их роль на формирование ЛПР;

– изучены ФН Au, Ag и сопутствующих элементов-индикаторов оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в рыхлых аллювиальных отложениях потоков рассеяния Au-Ag зон;

– проведен сравнительный анализ вещественного состава аллювия с особенностями состава первичных руд, на качественном и количественном уровне показано сходство ФН Au, Ag и основных сопутствующих элементов-индикаторов оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в рудах и ЛПР;

– изучены особенности формирования ЛПР Au-Ag зон, доказана обогащенность Au и Ag рыхлого материала тонких фракций, и что значительная часть сопутствующих элементов-индикаторов также связана с этими образованиями;

– показано, что в зонах криолитогенеза, в условиях современной гидросети, где процессы физического выветривания считаются главными, нельзя не учитывать роль химических факторов, в первую очередь хемосорбции.

Фактический материал и личный вклад. Начиная с 2008 года, автор диссертационной работы принимал личное участие в полевых и камеральных

исследованиях на различных золоторудных объектах Магаданской области – Дукат, Арылах, Лунное, Роговик, Наталкинское. В диссертации использован также материал ранее проведенных работ по исследованию минералого-геохимического состава руд Дукатского месторождения.

Лично автором диссертационной работы для детального изучения распределения элементов на выбранном эталонном объекте (уч Чайка), как на протяжении развития потока, так и во фракциях было изучено и проведено сопоставление содержания элементов в 20 рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений рч. Чайка-Искра и в 9 большеобъемных минералого-геохимических пробах, взятых из тех же мест, что и аналогичные рядовые геохимические пробы. Выполнен большой объем исследований по изучению вещественного состава рыхлых аллювиальных отложений водотоков, дренирующих Au-Ag рудные зоны Дукатского месторождения (участок Чайка). Изучено около 100 аншлифов и монтированных полировок, проведен большой объем микрозондовых исследований. Изучены закономерности распределения элементов-индикаторов оруденения, их формы нахождения (минеральные и неминеральные). Проведен сравнительный анализ вещественного состава аллювия с составом «первичных» Au-Ag руд. Разработаны критерии оценки рудно-формационной принадлежности и промышленной значимости АГХП, выявленных по ЛПР.

Несомненной заслугой автора является использование при обсуждении и интерпретации полученных результатов, материала ранее проводившихся площадных геохимических съемок по ЛПР 1:200000 м-ба и 1:50000 м-ба (ЦНИГРИ, г. Москва и ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Выводы автора базируются на значительном объеме аналитических данных (спектральный, сцинтилляционный и атомно-абсорбционный анализы) и современных методах изучения вещества (минералогические исследования с помощью рудных микроскопов ПОЛАМ-312, ПОЛАР-3, рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ на приборах Superprobe-733 и JXA-8200, JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Первое защищаемое положение. Закономерности распределения и уровни содержания Au, Ag и сопутствующих элементов (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в рыхлых отложениях водотоков I-II порядков, дренирующих Au-Ag зоны Дукатского месторождения, отчетливо отражают геохимические особенности руд эпitherмальной Au-Ag формации и наиболее проявлены в качественном и количественном составе головной части потока.

Второе защищаемое положение. ФН Au, Ag и сопутствующих элементов в ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения теснейшим образом связаны с особенностями состава руд. Как и в рудах, главными являются тонкодисперсное самородное Au, электрум, «связанное» Au (сорбционная форма и производные от нее), самородное Ag, его интерметаллические соединения (электрум, кюстелит), сульфиды (акантит, штернбергит) и сульфосоли (пираргирит).

Третье защищаемое положение. В зонах криолитогенеза, в условиях современной гидросети, где процессы физического выветривания являются главными, при формировании ЛПР, установлена существенная роль химических факторов, в первую очередь хемосорбции. Основные факторы, влияющие на процессы хемосорбции – высокий процент в рудах и ореольных зонах подвижных форм элементов, широкое развитие глинистых минералов и гидроксидов Fe и Mn.

Научная новизна. Впервые приводятся закономерности распределения главных (Au и Ag) и основных типоморфных элементов-индикаторов Au-Ag оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Zn, Pb) в рыхлых аллювиальных отложениях водотоков I-II порядков, непосредственно дренирующих рудные зоны и жилы. Впервые была проведена работа по изучению ФН элементов-индикаторов в пределах аномалий, выявленных по потокам рассеяния.

Установлена идентичность состава ЛПР, по крайней мере в головной части потока, с составом первичных руд и ореолов. В целом доказано, что в условиях криолитогенеза, где геохимические аномалии, связанные с непромышленной рудной минерализацией, по составу и контрастности мало отличимы от аномалий, связанных с Au-Ag рудами, комплексная оценка ФН

элементов-индикаторов Au-Ag оруденения и их распределения по мере продвижения потока является надежным критерием для оценки рудно-формационной принадлежности выявленных аномалий, их промышленной значимости и уровня эрозионного среза зон.

Практическая значимость. Проведенные комплексные исследования по потокам рассеяния позволили утверждать, что ФН элементов-индикаторов оруденения (Au, Ag, Sb, As, Cu, Zn, Pb, Mn, Fe) в рыхлых отложениях ЛПР теснейшим образом связаны с особенностями состава первичных руд. ФН элементов-индикаторов (минеральные и неминеральные) в образцах, отобранных из рыхлых отложений водотоков, дренирующих рудные жилы и зоны, по крайней мере, в головной части потока, в достаточной степени идентифицируются с первичными рудами. Кроме того, установлено, что водотоки, дренирующие центральную часть Дукатского Au-Ag месторождения, вскрывают в основном его верхне- и среднерудные горизонты.

Таким образом, в практическом отношении установленные ФН элементов-индикаторов оруденения в ЛПР могут быть использованы не только в качестве основного показателя рудно-формационной принадлежности выявленных аномалий, но и для оценки уровня эрозионного среза рудных зон и участков. Следовательно, ФН элементов-индикаторов в аллювиальных отложениях водотоков могут успешно применяться при оценке перспектив геохимических аномалий, выявленных по ЛПР на всех стадиях геохимического изучения Au-Ag площадей, начиная с прогнозной оценки, до более детальных работ на конкретных, хорошо изученных территориях.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации имеется одиннадцать научных работ. Результаты исследований автора даны в девяти статьях (три из которых вышли в рецензируемых журналах, одна находится в печати, еще пять напечатаны в сборниках) и в двух тезисах (материалы российских и международных конференций). Основные результаты и

главные положения диссертации были доложены автором в устных докладах на всероссийских и международных конференциях: Международный горно-геологический форум «Золото северного обрамления Пацифика», Магадан, 2008; IV Международная Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск, 2008; XV научная молодежная школа «Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений», Миасс, 2009; конференция молодых ученых: «Современные проблемы геохимии», Иркутск, 2009; Всероссийская конференция «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований», Москва, 2010, научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, 2011; II Международный горно-геологический форум «Золото северного обрамления Пацифика», Магадан, 2011; XXI Научная молодежная школа «Металлогения древних и современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов», Миасс, 2013.

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы. Диссертация общим объемом 205 страниц, состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы, включая 49 иллюстраций, 44 таблицы и список литературы, содержащий 199 наименований. В главе 1 даются общие сведения по истории исследований, краткие сведения о районе работ, геолого-геохимическое описание объекта изучения, а также методы проведения исследований. Главы диссертации 2, 3 и 4 являются обоснованием защищаемых положений. Глава 2 соответствует *первому защищаемому положению* и посвящена особенностям распределения главных и основных элементов-индикаторов в аллювиальных отложениях ЛПР. Глава 3, где приводятся результаты изучения минерального и неминерального состава рыхлых отложений исследуемых водотоков, соответствует *второму защищаемому положению*. Материалы главы 4, дающие представление об

особенностях и условиям формирования ЛПР, а также факторов их определяющих, соответствуют *третьему защищаемому положению*. В заключении дается более широкая трактовка защищаемых положений, приводится развернутая их аргументация, делаются выводы и оценки на перспективу.

Благодарности. Работа выполнена в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск), в лаборатории «Геохимии рудообразования и геохимических методов поисков». Автор искренне признателен и благодарит всех сотрудников Института геохимии СО РАН (г. Иркутск), принимавших участие в проведении исследований, в обработке полученных данных и в их обсуждении: В.Л. Таусона, Л.А. Павлову, А.С. Макшакова, А.М. Спиридонова, Г.А. Белоголову, В.А. Бычинского, Г.П. Королеву.

Автор благодарен сотрудникам научно-исследовательских и производственных геологических организаций г. Магадана: Н.А. Горячеву, А.А. Пляшкевич, Н.Е. Савве, Б.И. Ишкову, В.И. Зайцеву, за помощь в проведении полевых работ, сборе материалов, консультациях и передаче опыта.

Необходимо особо отметить сотрудников аналитических служб Института – Л.Д. Андрулайтис, П.Т. Долгих, О.С. Рязанцеву, И.Е. Васильеву, Е.В. Шабанову, Н.Л. Чумакову, С.С. Воробьеву, В.А. Русакову, без огромного труда которых проведение исследований было бы невозможным, а также всех принимавших участие в обеспечении исследований и в подготовке диссертации – Г.А. Черкашину, М.Е. Печёрскую, Л.С. Дмитриенко. Всем, пользуясь, случаем, приношу свою благодарность.

Огромную благодарность хотелось бы выразить моему научному руководителю, доктору геол.-мин. наук Раисе Григорьевне Кравцовой, совместная работа с которой, постоянные консультации и всесторонняя помощь были неоценимы при выполнении исследований и написании диссертации.

Диссертационная работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00361) и СО РАН (интеграционный проект № 48).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объект исследований географически расположен в центральной части Омсукчанского района Магаданской области, крупнейшего рудного района Северо-Востока России. Из всех объектов на этой территории резко выделяется богатейшее по запасам Ag Дукатское Au-Ag месторождение, аналогов которому нет ни в России, ни за рубежом. Его запасы по сумме категорий В, С₁ и С₂ составляли 17 тыс. т серебра и 40 т золота при средних содержаниях Au – 1 г/т и Ag – 500 г/т (Стружков, Константинов, 2005; Стружков и др., 2008).

1.1. История исследования Дукатского месторождения

В начале 60-х годов возрастает интерес к рудоносности вулканогенных формаций в целом и континентальных вулканоплутонических поясов в частности. Благодаря инициативе и исследованиям Г.П. Воларовича, Н.А. Шило, А.А. Сидорова и многих других геологов был выделен ряд перспективных объектов, резко усилилось финансирование поисковых работ на золото-серебряное оруденение в вулканоплутонических поясах Востока России, что и привело, в конечном счете, к выявлению ряда крупных месторождений, в том числе месторождения Дукат.

Ранее месторождение числилось в кадастрах как непромышленное оловянное рудопроявление и точка марганцевой минерализации. При аэромагнитной съемке масштаба 1:50000 были выявлены крупные аэрогаммаспектрометрическая и магнитная аномалии, связанные с широким развитием калийсодержащих метасоматитов и присутствием пояса даек андезито-базальтов. В 1966 г. для заверки этих аномалий был высажен вертолетный десант, однако штучные пробы показали низкие содержания полезных компонентов, поскольку опробованы были слабопродуктивные жилы флангов рудного поля. В результате открытие месторождения состоялось

позже. В 1967 г. Т.И. Иевлевой в результате геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 при опробовании коренных выходов и развалов были установлены высокие содержания золота и серебра. Именно эти работы и привели к открытию Дукатского золото-серебряного месторождения.

Дальнейшая разведка месторождения, начатая в 1971 г., была проведена ускоренными темпами. Учитывая развитие минерализованных зон значительной мощности и протяженности, было принято решение об увеличении расстояния между горными выработками. В первые годы разведки основные усилия были сконцентрированы на центральном участке месторождения. В 1980 г. в результате заверки бурением перспективных структур на западном фланге был выявлен участок скрытого оруденения Смелый, заключающий около 25% запасов.

Первый начальник организованной в 1971 г. Дукатской экспедиции Ф.Э. Стружков, как и сменившие его на этом посту Н.Н. Козин и В.Е. Наталенко, приложили громадные усилия к организации планомерной разведки, изучению и подсчету запасов по месторождению.

Омсукчанский район Магаданской области – это район вечной мерзлоты, короткого лета и долгой суровой зимы, что создавало при организации работ значительные трудности. В многоплановом изучении месторождения, осуществлявшемся с первых этапов его разведки, участвовал большой коллектив геологов, среди которых в первую очередь необходимо отметить геологов производственных организаций: И.А. Афанасьева, Ю.Н. Барченко, А.А. Басакова, Е.В. Белькова, В.Г. Бростовскую, Ю.С. Бочарникова, Б.А. Вайнтруба, Т.П. Володину, Е.Н. Величко, Г.Г. Гришина, В.Ф. Захарова, В.В. Ермилова, В.Б. Жукова, В.И. Зайцева, С.М. Иткис, А.Г. Колесникова, В.А. Ковтуненко, В.Н. Пухтина, М.Г. Константинова, А.Я. Козлова, М.Б. Лапина, З.Ф. Литвинову, А.Э. Ливача, В.Н. Макурина, В.М. Меньшутина, А.Т. Мудрова, Ю.Ф. Нехорошкова, И.С. Раевскую, Ю.И. Радченко, Ю.Н. Роднова, П.И. Ртищева, А.А. Рябова, Ю.Г. Старникова, О.В. Стружкову, В.П. Торкина, Ю.А. Халхалова, Г.И. Хорина.

Большой вклад в познание геологии, минералогии и геохимии месторождения внесли специалисты научно-исследовательских, организаций: М.М. Константинов, А.И. Калинин, С.Ф. Стружков, Н.И. Андрусенко, О.В. Артеменко, Ю.С. Берман, Н.П. Варгунина, С.С. Двуреченская, М.Н. Захаров, Е.М. Захарова, Д.И. Колесников, Б.М. Колотов, Р.Г. Кравцова, В.И. Красников, Н.Н. Кривицкая, В.В. Крылова, Х.Х. Лайпанов, В.Ф. Лоскутов, А.В. Лебедев, В.И. Найбородин, Н.Е. Савва, М.С. Сахарова, Г.Г. Филиппова, Л.Г. Филимонова, В.М.Шашкин.

Значительная роль в изучении Дукатского месторождения, оценки его флангов и глубоких горизонтов, принадлежит площадным геохимическим съемкам по ЛПР 1:200000 м-ба и 1:50000 м-ба, выполнявшихся на территории государственного геологического листа – Р-56-ХП. Съёмки осуществлялись в разные годы (1978-1991 гг.) коллективами ПГО «Севостокгеология» (г. Магадан), ЦНИГРИ (г. Москва) и ИГХ СО РАН (г. Иркутск). В соответствии с тематическими планами НИР ИГХ СО РАН и в рамках хоздоговорных работ, в большом объеме были проведены комплексные научно-методические работы и детальные исследования по изучению рудной минерализации, а также связанных с ней эндогенных геохимических полей, вторичных ореолов и потоков рассеяния.

1.2. Физико-географические сведения о районе исследований

Климат района резко континентальный, отличается длительной и холодной зимой и коротким летом. В зимние месяцы года отмечаются метели и ветра. Наибольшее число их приходится на декабрь, январь и февраль. Период с отрицательными температурами воздуха составляет 7.5 месяцев. Среднегодовая температура воздуха – -10.5 С. Наиболее холодными месяцами года являются январь, февраль и декабрь со среднемесячными температурами -32.7-42.2°С. Абсолютный минимум температур в этот период года от -50.0 до -53.2°С приходится на первую-вторую декаду января. Общее количество дней в году с морозами составляет 240-262. Наиболее теплые

месяцы года июль, август со среднемесячными температурами +11.9-+12.9°. Абсолютный максимум температур для этого периода года составляет от 27.8 до 30.0°C. Переход температуры воздуха через «0» в весенний период происходит в мае, осенью – в конце сентября. Атмосферные осадки распределяются в течение года неравномерно. Большая часть их в виде дождя выпадает в летнее время. Сплошной снежный покров устанавливается в конце сентября, начале октября и окончательно сходит в конце мая, начале июня. Высота снежного покрова в конце апреля месяца в среднем по площади водосбора рч. Брекчия составляет 0.593 м. Максимальная мощность снегового покрова (0.9-1.4 м) приурочена к пониженным частям рельефа, минимальная (0.1-0.26 м) к вершинам водоразделов. Для района характерно повсеместное развитие многолетне мерзлых пород. Изредка отмечаются ледниковые формы рельефа: цирки, коры, троговые долины.

Рельеф района работ сильно расчленен глубокими впадинами и близок к альпийскому типу (**рис. 1**). Основным горным сооружением является Омсукчанский хребет, расположенный в пределах Балыгычано-Сугойского междуречья (правые притоки р. Колымы). В южной части территории абсолютные отметки вершин составляют 1000-1600 м, относительные превышения – 400-600 м. Склоны гор крутые 25-30°. Вершины и склоны гор покрыты крупно-глыбовыми элювиально-делювиальными отложениями мощностью до 3-5 м. Северная часть района более сглажена. Вершины имеют куполообразный вид, с отметками 900-1400 м и относительными превышениями 400-600 м. Их подножья перекрыты мощными делювиально-коллювиальными отложениями. Поверхность заболочена. Обнаженность плохая. Три четверти района занято древесно-кустарниковой растительностью. Растительный мир характерен для горной лесотундровой зоны центральной Колымы. В долинах произрастают леса даурской лиственницы. Склоны гор покрыты зарослями кедрового стланика, выше которых развита зона горной тундры. По склонам гор, долинам и ручьям широко распространены мхи и лишайники.



Рис. 1. Рельеф района работ. Площадь Дукатского месторождения, рч. Левая Брекчия и его притоки (водотоки I-II порядка).

Омсукчанский район имеет сильно развитую гидрографическую сеть, принадлежащую бассейну рек Колыма и Вилига. Насчитывается 32 реки. Из них самые крупные – Сугой, Купка, Вилига, Пропащая, Каркодон, Балыгычан. В верховьях втекающих в них более мелких рек и ручьев долины имеют V-образный поперечный профиль, ширина долины до 100 м. Ширина русел достигает 5 м, при глубинах 0.4-1.6 м. В среднем течении профиль долины трапецеидальный, ширина достигает 600-1000 м, ширина водотоков до 30 м при глубине 0.6 м. Большинство боковых ручьев (водотоков I порядка) относится к временным. Температура воды в летнее время редко превышает 4°C, в зимнее время водотоки перемерзают до дна.

Поверхностные воды крупных водотоков характеризуется как ультрапресные. Рассмотрим это на примере р. Чапчик и её притоков, в том числе водотоков с площади Дукатского месторождения. Здесь минерализация

составляет 0.01-0.02 г/л; по химическому составу, они преимущественно, гидрокарбонатно-хлоридные, натрий-кальциевые, очень мягкие. Содержание сульфатов – 2-6 мг/л, Cl и Mg не > 23 мг/л, pH – 6.2-7.2. Общая жесткость – 0.14-0.30 мг-экв/л. Fe²⁺ и Fe³⁺ практически отсутствует. Содержание анионных солей очень низкое NH₄ – до 4 мг/л, NO₃ – н.о., NO₂ – 0.01 мг/л. T – 0.7-8.0 °C. Содержание взвешенных частиц при низких уровнях воды в ручьях невысокое, но во время паводков мутность резко возрастает. Качество поверхностных вод крупных водотоков соответствует «ГОСТ Р 51232-98 Вода питьевая. Общие требования к организации и методам контроля качества». Водотоки I-II порядков, дренирующие рудные зоны в целом соответствуют составу более крупных водотоков. Воды в ручьях I-II порядков также гидрокарбонатно-хлоридные, натрий-кальциевые. Несмотря на чуть большую минерализацию, связанную с интенсивным размывом рудных зон, непосредственно в головной части потока, согласно классификации Алекина О.А. воды ручьев I-II порядков также, как и больших порядков, относятся к пресным.

1.3. Геолого-геохимические особенности Дукатского месторождения

Месторождение изучалось многими исследователями. Геологические, минералогические и геохимические особенности его наиболее полно освещены в работах Наталенко и др., 1980; Сидоров, 1987; Сидоров и др., 1989; Шило и др., 1992; Константинов и др., 1998, 2000; 2003; Стружков, Константинов, 2005; Раевская и др., 1977; Раевская, Калинин, 1983; Кравцова и др., 2003; Кравцова, 2010 и др.

Геолого-структурная позиция.

В структурном отношении месторождение располагается в Охотском секторе внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и приурочено к Балыгычано-Сугойскому прогибу (**рис. 2**). Внешняя зона пояса является самой значительной по размерам и самой протяженной, более 2000 км (Белый и др. 1994, 2008). Она делится на четыре сектора – Охотский,

Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский. В металлогеническом отношении эта зона выделяется как Au-Ag. Наиболее значимая рудная минерализация здесь представлена рудами Au-Ag, Ag-Pb и Sn-Ag формаций. Для Охотского сектора типичным является еще и Sn-Q оруденение, реже встречается Sn-W и Mo-W. Дукатское Au-Ag месторождение, в пределах которого были проведены исследования, располагается в пределах центральной части Омсукчанского рудного района. Пространственно этот район совмещен

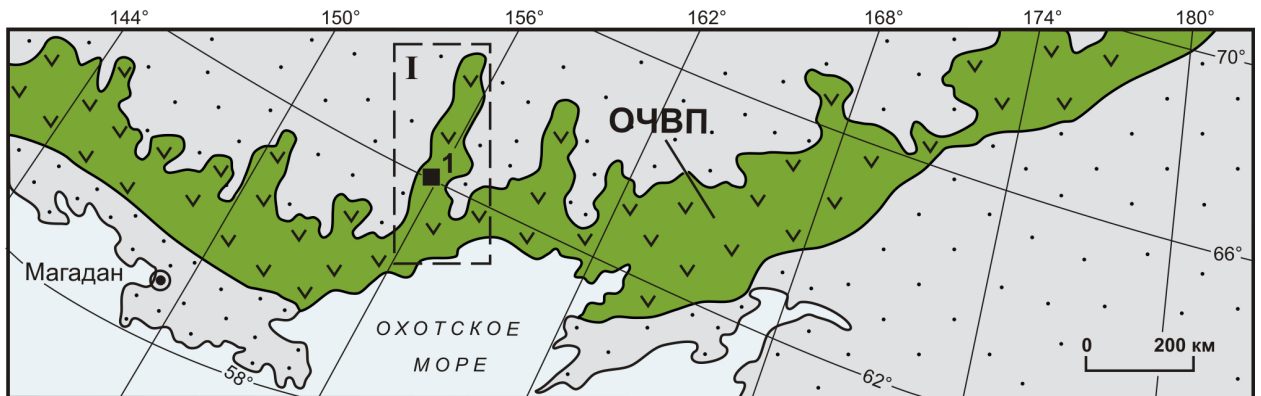


Рис. 2. Внешняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Омсукчанский рудный район – Балыгычано-Сугойский прогиб (I). Au-Ag месторождение Дукат (1).

с главной рудоносной структурой Охотского сектора внешней зоны ОЧВП – Балыгычано-Сугойским окраинным прогибом (Политов, 1972; Кузнецов, Ливач, 2005).

Месторождение Дукат имеет сложную и длительную историю развития. Оно приурочено к интрузивно-купольному поднятию, которое образовалось в результате внедрения в толщу нижнемеловых вулканитов крупного верхнемелового гранитоидного массива (Дукатской интрузии). Окончательный облик руд сформировался в результате широко проявленных здесь процессов реовенации «первичного» золото-серебряного оруденения, происходивших под влиянием внедрившейся и не выходящей на поверхность Дукатской гранитоидной интрузии (Берман и др., 1993). Предполагается, что «первичные» Au-Ag руды раннего вулканогенного этапа сформировались под воздействием глубинного флюида. Наиболее вероятным его источником и первоисточником металлов, в первую очередь Au и Ag, явился длительно существовавший на значительной глубине (примерно 4-6 км от поверхности)

промежуточный очаг андезитовой магмы, производной от мантийного базальтового расплава (Захаров и др., 2002; Кравцова и др., 2003; Кравцова, 2010).

Для преобладающей части рудоносных зон Дукатского Au-Ag месторождения типичен полихронный (полиформационный и полистадийный) характер развития рудной минерализации. Реювенированные Au-Ag руды имеют преимущественно серебряный состав, но содержания Au в них достаточно высоки – до десятков г/т. Собственно вулканогенные Au-Ag руды выявлены только в виде реликтов лишь на отдельных участках (Смелый, Чайка). *Наиболее отчетливо вулканогенные Au-Ag руды, не носящие следов телескопирования, проявлены на участке Чайка, выбранного нами для проведения детальных работ в качестве эталонного объекта.* По данным С.Ф. Стружкова и соавторов (1994), Rb/Sr возраст сохранившихся в виде реликтов догранитных «первичных» Au-Ag кварц-полевошпатовых жил – 84 ± 1 млн лет, более поздних реювенированных Au-Ag и Ag кварц-родонит-полевошпатовых и кварц-родонитовых – 74 ± 1 млн лет.

В геологическом строении Дукатского месторождения преобладают породы кислого состава (**рис. 3**). Рудовмещающими являются раннемеловые вулканиды аскольдинской свиты – риолиты, риодациты и их игнимбриты. Они слагают большую часть рудного поля, *в том числе, и на участке Чайка*. В разрезе свиты снизу-вверх выделяются: мелкопорфировые риолиты, кристаллокластические игнимбриты риолитов и риодацитов, афировые риолиты (фельзиты), маркирующий горизонт осадочных пород, сложенный преимущественно аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов, гравелитов и туфов кислого состава, литовитрокластические игнимбриты риолитов и мелкопорфировые сферолоидные риолиты. Афировые риолиты вмещают верхние части большинства рудных тел.

По периферии рудного поля широким развитием пользуются отложения лагунно-континентального типа уликской свиты, представленных горизонтом конгломератобрекчий мощностью до 100 м, несогласно перекрывающим вулканиды аскольдинской свиты.

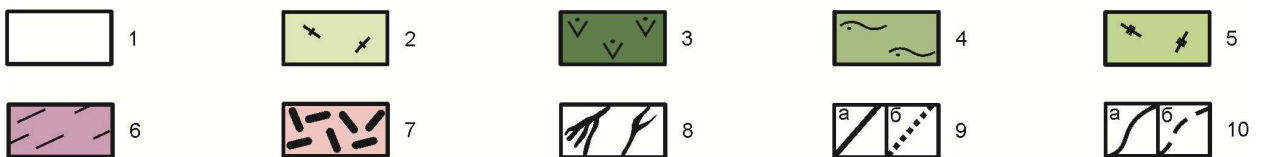
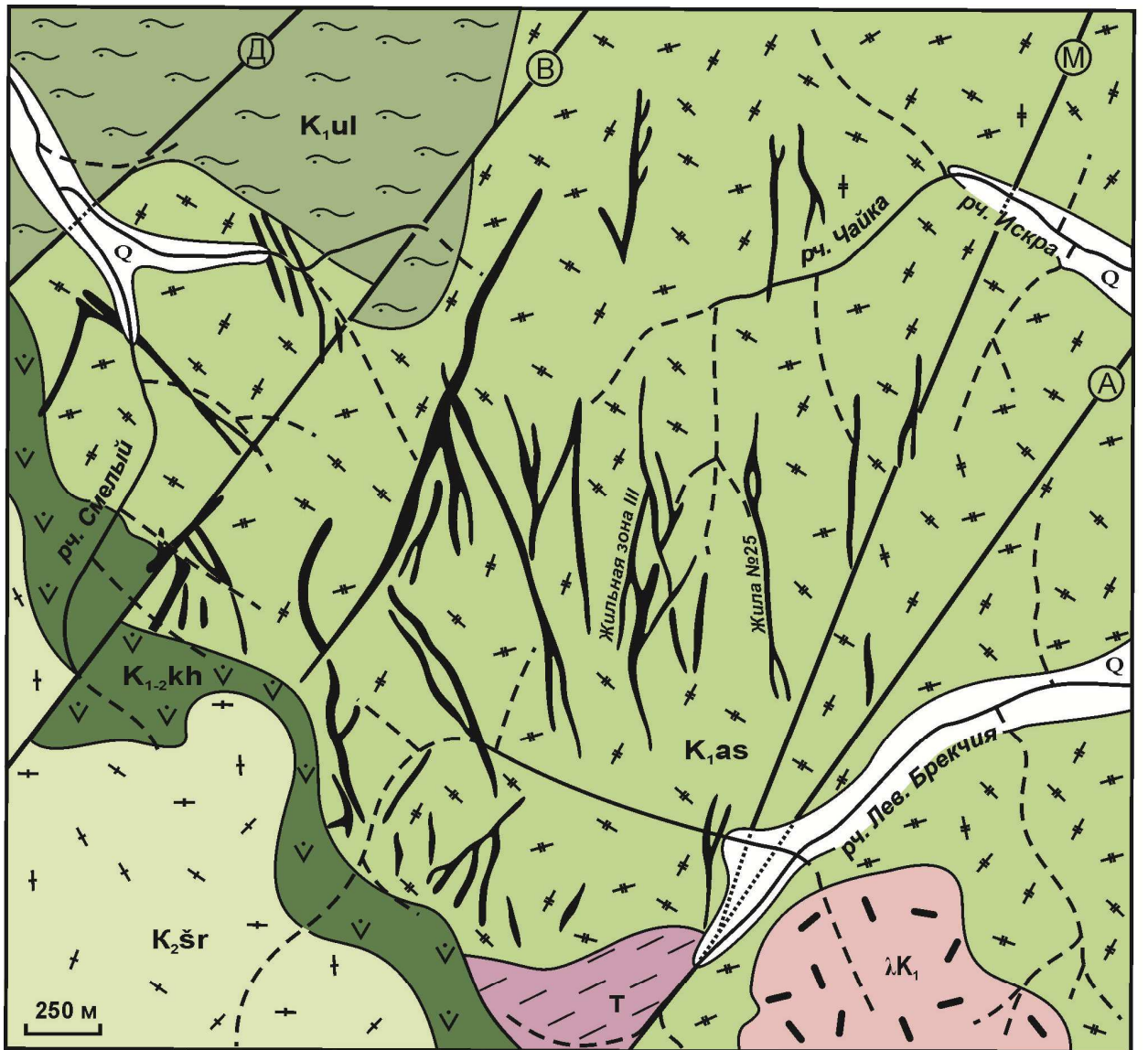


Рис. 3. Схема геологического строения Дукатского Au-Ag месторождения. Составлена по материалам (Константинов и др. 1998): 1 – рыхлые четвертичные отложения (Q); 2 – риолиты и риодациты, шороховская свита (K_{2sr}); 3 – андезиты и андезито-базальты, каховская свита (K_{1-2kh}); 4 – конгломераты, гравелиты и алевролиты, уликская свита (K_{1ul}); 5 – мелкопорфировые риолиты, флюидалные риодациты, игнимбриты риолитов и риодацитов, аскольдинская свита (K_{1as}); 6 – алевролиты, туфопесчаники и известняки, останцовская свита (T_{3os}); 7 – субвулканическое тело невадитов (λK_1); 8 – рудные тела; 9 – основные рудоконтролирующие разломы (а – достоверные, б – предполагаемые); Д – Диагональный, В – Восточный, М – Марганцевый, А – Амплитудный; 10 – водотоки: а – постоянные, б – временные.

Меловые андезиты каховской свиты «обрамляют» рудное поле с севера, востока и юга, где они несогласно залегают на раннемеловых отложениях. В их составе преобладают различные по текстурно-структурным особенностям андезиты. На флангах месторождения появляются позднемеловые риолиты и игнимбриты риолитов шороховской свиты. Свита сложена преимущественно кислыми игнимбритовыми породами (Константинов и др., 1998).

Невадитовые тела представляют собой третью фазу шороховского субвулканического комплекса. Они представлены многочисленными штоками и мощными трещинными телами, межпластовыми залежами и многочисленными дайками. Эти риолиты прорывают образования аскольдинской, уликской, каховской и шороховской свит.

Гранитоиды омсукчанского комплекса слагают крупный плутон, залегающий под вулканическими толщами на глубине до 3 км. М.Г. Руб (1970) объединяет эти граниты с позднемеловыми риолитами шороховской свиты в один вулканоплутонический комплекс. По петрохимическим данным эти гранитоиды входят в состав единой риодацит-лейкогранитной ассоциации пород и представлены двумя фациями – ранней монцогранитной и более поздней лейкогранитной (Захаров, Кравцова, 1996; Захаров и др., 2002; Кравцова, 2006).

Рудная минерализация

Дукатское рудное поле имеет сложное блоковое строение, определяемое многочисленными разломами различного направления, морфологии и возраста. К наиболее важным разломам, контролирующим оруденение, относятся: Амплитудный, Восточный, Диагональный, Марганцевый. Месторождение Дукат объединяет серию близко расположенных минерализованных зон и рудных жил близмеридионального и северо-западного простирания, распространение которых ограничено системой контролирующих оруденение разломов.

Главным структурно-морфологическим типом рудных тел являются минерализованные зоны. Протяженность отдельных рудных зон по простиранию достигает 2000 м, по падению – 600 м. В составе зон

выделяются стволовые жилы, участки оруденелых взрывчатых брекчий, туффзитов и прожилково-вкрапленной минерализации.

Жильные рудные тела являются вторым структурно-морфологическим типом, содержащим значительные рудные запасы. Их протяженность изменяется весьма значительно от 100-150 м до 600-700 м, мощность – 1-2 м, в раздувах – до 5-7 м. Для всех жил характерна извилистая линейная форма, частое расщепление на серию более мелких жил, резкое выклинивание с глубиной (Константинов и др., 1998, 2003). Руды представлены несколькими типами: преимущественно Ag – кварц-пирролюзитовые, кварц-родонитовые жилы; Au-Ag – кварц-родонит-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-сульфидные жилы; Ag-Pb – кварц-родонит-сульфидные, кварц-родонит-хлорит-сульфидные жилы и Sn-Ag – кварц-хлорит-сульфидные жилы.

Более детально следует остановиться на описании рудных тел Северо-восточной части месторождения (участок Чайка), где хорошо сохранилась «первичная» Au-Ag минерализация. На этом участке, ручьем Чайка и его верхними боковыми притоками, размываются рудные жилы № 2, № 25 и жильная зона III (рис. 3), которые имеют, в основном, кварц-адуляровый, кварц-адуляр-сульфидный состав. Ниже по течению, на водоразделе ручьев Чайка-Искра отмечены жилы кварц-родонитового состава, присутствует полиметаллическая минерализация, в виде маломощных прожилков. К наиболее изученным образованиям относятся жильная зона III и жила № 25, соответствующие кварц-адуляровому типу золото-серебряных руд.

Жильная зона III – одна из крупных в системе субмеридиональных структур. Она представляет собой вытянутое тело уплощенно-конической формы, в плане слабоизвилистое. Строение этой зоны весьма сложное. Выделяются стволовые жилы различного состава (кварц-адуляровые, кварц-адуляр-сульфидные, реже кварц-родонит-полевошпатовые), мощностью от 2-3 м до 10-15 м. Широко проявлены брекчии. Оруденелые брекчии, как правило, окаймляют жилы с лежачего бока.

Рудная жила № 25. Её длина составляет около 1000 м. Жила падает на юго-восток под углами 70-80°. В целом жила № 25 приурочена к зоне субпараллельных разломов. Протяженность её по вертикали составляет более 250 м. На верхних горизонтах жила сложена преимущественно кварц-адуляровой ассоциацией. С глубиной появляются сульфиды и хлорит.

Изучению вещественного состава руд Au-Ag месторождения Дукат посвящено большое количество работ (Раевская и др., 1977; Варгунина, 1979; Сахарова, Брызгалов, 1981; Варгунина, Андрусенко, 1983; Раевская, Калинин, 1983; Сидоров и др., 1989; Шило и др., 1992; Кравцова, Захаров, 1996; Савва и др., 1997; Константинов и др., 1998, 2003; Двуреченская, 2001; Кравцова и др., 2003; Филимонова и др., 2006; Кравцова, 2010 и др.).

Для преобладающей части рудоносных зон характерен полиформационный и полистадийный характер развития рудной минерализации (Центральный Дукат). Основными жильными минералами являются кварц, адуляр, хлорит, родонит, родохрозит. К особенностям жильной составляющей руд относится широкое развитие минералов Mn – силикатов (родонит, Mn-гранат и др.) карбонатов (родохрозит, Mn-кальцит), гидроксидов Mn. Список рудных минералов очень обширен, в него входят сульфиды свинца, цинка, меди, железа, серебра, сульфосоли серебра, сульфостаннаты, сульфовисмутины, селениды, теллуриды, интерметаллиды, самородные элементы, оксиды железа и марганца.

Моностадийные руды эпитеpmальной Au-Ag формации встречаются реже и установлены лишь на отдельных участках. *Наиболее интересен в этом отношении участок Чайка, находящийся в северо-восточной части Дукатского месторождения.* Выявленные здесь Au-Ag руды по своему составу и характеру связи с магматическими процессами относятся к типичной эпитеpmальной Au-Ag формации руд вулканогенного типа (Кравцова, 2010).

Жильный минеральный состав вулканогенных Au-Ag руд участка Чайка достаточно прост: кварц (до 95 %), адуляр (до 25 %), гидрослюда и серицит (до 5 %), реже хлорит и сидерит (до 1-2%). Минералы марганца, типичные для руд центрального Дуката, здесь практически отсутствуют. Но, необходимо отметить, что

для вмещающих пород характерен такой минерал как пьедонтит (Mn-эпидот). Именно на участке Чайка процесс такой эпидотизации проявлен особенно интенсивно.

К числу важнейших серебросодержащих минералов относятся аргентит-акантит, самородное серебро, кюстелит, пираргирит, в меньшей степени штернбергит, прустит, полибазит, стефанит. Самородное Au представлено тонкодисперсной формой – <0.01 мм и более значительными по размерам (0.01 мм - 0.2 мм) золотинами, в основном, электрумом (300-600 ‰) и кюстелитом (100-300 ‰). В полиформационных Au-Ag и Ag рудах преобладает кюстелит и электрум пониженной пробыности (300-450 ‰), в вулканогенных – электрум (450-600 ‰), отмечается низкопробное самородное Au (600-720 ‰). По данным рационального анализа собственно Au-Ag руд, на долю тонкодисперсного Au в общем балансе приходится до 60 %, на долю электрума до 40 %. Незначительное количество Au (1-5%) связано с сульфидами (микровключения, микропримеси). Микропримесные и наноразмерные формы Au, были установлены в пирите (Таусон, Кравцова, 2002; Таусон и др., 2008, 2011). В литературе такое Au традиционно принято называть «невидимым». Из других, наиболее распространенными рудными минералами являются галенит и сфалерит. Реже встречаются пирит, пирротин, халькопирит, магнетит. К редким минералам относятся марказит, арсенопирит, франкеит, магноякобсит, блеклая руда, станнин, антимонит, фаматинит, вюртцит, халькостибит, борнит, киноварь.

В зонах гипергенеза (зонах окисления) месторождения, в том числе участка Чайка, из первичных минералов серебра, в виде реликтов, постоянно отмечаются самородное Ag, электрум, разрушенные зерна акантита, пираргирита, штернбергита. Часто встречаются частично сохранившиеся зерна и обломки галенита, сфалерита, пирита, пирротина, халькопирита, магнетита. Преобладающим развитием пользуются гипергенные минералы, такие как оксиды и гидроксиды Fe и Mn, ярозит, англезит, церуссит, смитсонит, халькозин, ковеллин, реже встречаются самородные S и Cu, сульфаты Cu, Fe и Zn – малахит, азурит, борнит, скородит, и др. (Сидоров и

др., 1989; Двуреченская, 2001). Из нерудных минералов широко распространены выветрелые и разрушенные кварц и полевые шпаты (до 60 %), серицит (до 40 %), гидрослюды и каолинит (до 10 %), карбонаты, эпидот и хлорит (до 5 %).

Учитывая минеральный состав метасоматитов, можно говорить о почти полном разрушении плагиоклазов, карбонатов, темноцветных минералов (амфиболы, пироксены, слюды), К-содержащих минералов (адуляр, светлые слюды, в первую очередь мусковит) и увеличении доли каолинит-гидрослюдистого материала в тонких фракциях рыхлых отложений потоков рассеяния.

Эндогенные АГХП

Эндогенные АГХП (первичные ореолы) тесно связаны с рудной минерализацией месторождения и также как руды в значительной степени влияют на состав и строение экзогенных АГХП, выявленных по ЛПР. Наиболее полная информация по составу, строению и условиям формирования эндогенных АГХП Дукатского Au-Ag месторождения дана в работах (Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова, 2010). Эндогенные АГХП относятся к магматогенным (Таусон, 1983). Их возникновение тесно связано с образованием рудной минерализации. Они, также как руды, в значительной степени влияют на состав и строение АГХП, выявленных по ЛПР.

Как было установлено ранее (Кравцова, Степина, 1992; Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова и др., 1996; Кравцова и др., 2003; Kravtsova, 2006; Кравцова, 2010), выявленные эндогенные АГХП напрямую отражают все известные в пределах рассматриваемого Дукатского месторождения типы минерализации: Pb-Zn, Sn-Ag, Ag-Pb, Au-Ag и Ag. Эндогенные АГХП месторождения формируются, в основном, в рамках гидротермального этапа. Характерна отчетливо выраженная зональность в развитии рудной минерализации и связанных с ней эндогенных АГХП.

Для «первичных» Au-Ag адуляр-кварцевых жил Дукатского месторождения, изучавшихся на примере руд участка Чайка, наиболее

характерный рудноэлементный состав АГХП представлен Au, Ag, Sb, As, Pb, Zn, в меньшей степени – Cu и Hg. От эндогенных АГХП других вулканогенных Au-Ag месторождений (Эвенская группа, Карамкен, Утесное, Финиш и т.д.) они отличаются более высокими уровнями содержания Ag, Pb и Zn. На Дукатском месторождении (участок Чайка) обычны аномальные концентрации Ag – более 100 г/т, Pb – 500 г/т и Zn – 1000 г/т. Содержания и особенности распределения Cu и Hg такие же, как в рудах типичных вулканогенных месторождений, до 40 г/т и 0.5 г/т, соответственно. Важно еще раз подчеркнуть, что главными элементами-индикаторами Au-Ag оруденения в первичных ореолах, также как в рудах являются Au и Ag, а к основным типоморфным элементам-индикаторам оруденения относятся Hg, Sb, As, Cu, Zn, Pb (рис. 4). Поэтому при дальнейшем описании эндогенных АГХП на участке Чайка основное внимание будет уделено именно им.

Появление в составе эндогенных АГХП таких элементов как Mo, W, Sn, Bi, Mn связано с влиянием в разной степени проявленных на участке Чайка других типов рудной минерализации: сульфидной (Pb-Zn), олово-серебро-редкометальной (Sn-Ag-W), олово-серебряной (Sn-Ag), серебро-полиметаллической (Ag-Pb-Zn).

АГХП Pb-Zn типа незначительно влияют на состав и строение собственно Au-Ag геохимических полей. Они тесно связаны с формированием зон рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ), которые характеризуют начало гидротермального этапа на Дукатском месторождении. Их особенностью является площадной характер развития (от сотен метров до нескольких километров), многокомпонентный состав, низкая контрастность и практически полное отсутствие зональности. Слабоконтрастные АГХП образуют Zn (500/10), Pb (80/8), Cu (60/6), As (10/5), Bi (0.5/5), Co (50/5), Sn (8/4), Ag (0.4/4), Mn (1500/3), В (30/3)*.

*Здесь и далее (в этой и последующих главах) – в числителе даны средние содержания элементов (в г/т), в знаменателе – средние значения их КК.

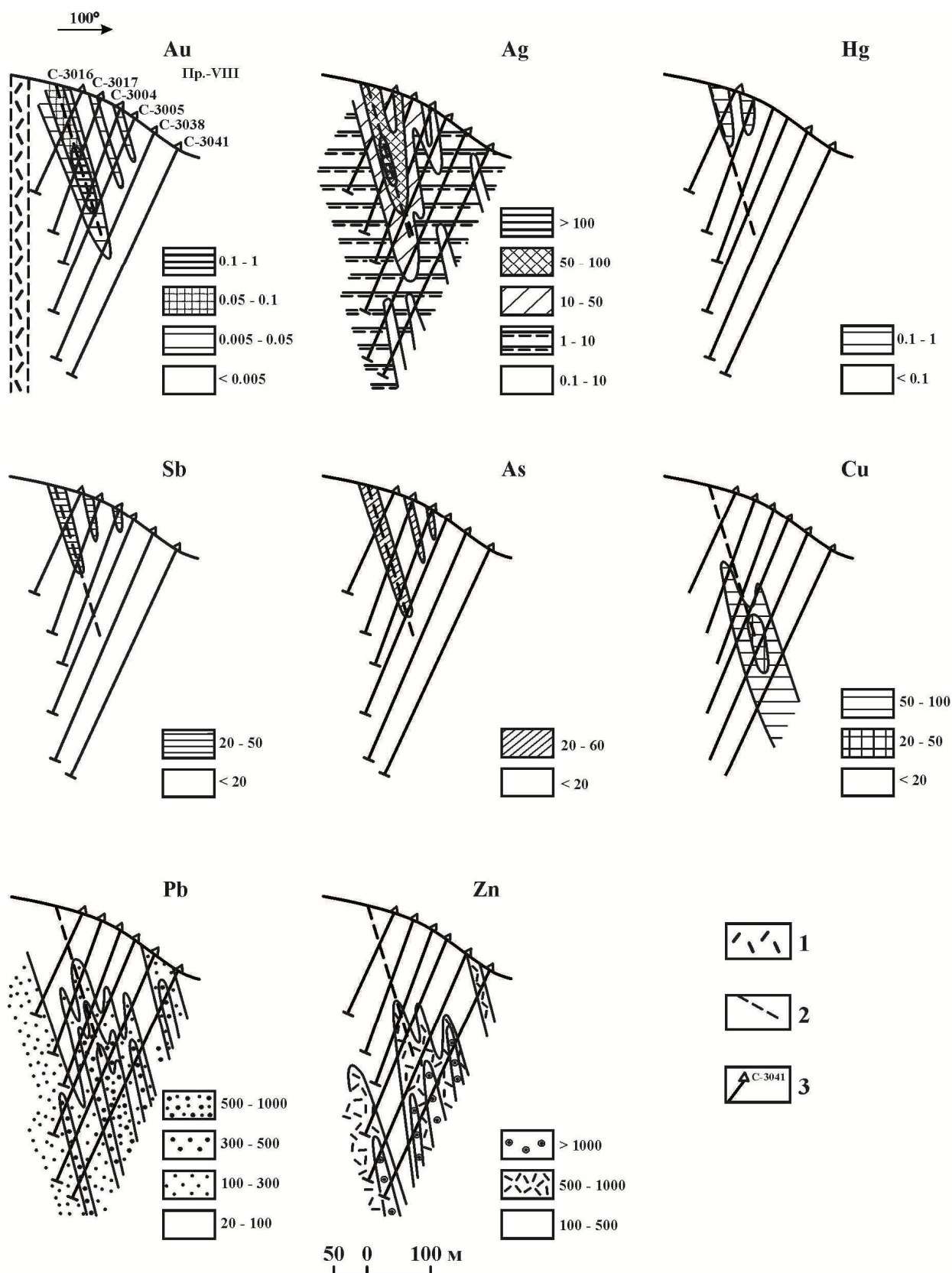


Рис. 4. Месторождение Дукат. Участок Чайка. Разрез по профилю VIII. Рудная жила № 25. Эндогенные АГХП (первичные ореолы). 1 – вмещающие породы, аскольдинская свита: риодациты, игнимбриты дацитов риодацитов, 2 – рудные жилы кварц-адулярового состава, 3 – скважины и их номера. Содержание элементов, в г/т. Геохимические разрезы даны по материалам Р.Г. Кравцовой (2010) с изменениями и дополнениями автора.

АГХП Sn-Ag-W и Sn-Ag типа связаны с более поздним вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением, выявленным, в основном, на флангах и глубоких горизонтах месторождения. Проявлены они достаточно локально, имеют линейно-площадную морфологию и разнообразный элементный состав. Высококонтрастные эндогенные АГХП образуют As (600/300), Sn (400/200), Ag (20/200), Bi (10/100). Среднеконтрастные обычны для Pb (800/80), Zn (6000/120), Sb (30/150), Cd (8/40), Cu (100/10), В (100/10). С ними связано появление в ореолах таких элементов, как Sn, W, Mo.

АГХП Ag-Pb-Zn типа имеют еще более локальный характер развития, линейную морфологию, относительно простой основной рудноэлементный состав, высокую контрастность и отчетливо зональное строение. Они связаны, в основном, с кварц-полиметаллическими жилами, достаточно проявленными и на площади центральной части месторождения, и на его периферии. Высококонтрастные поля здесь образуют Ag (80/800), As (600/300), контрастные – Pb (3000/300), Hg (0.3/80), среднеконтрастные – Sb (30/150), Zn (2000/40), В (200/20), Sn (30/15), низкоконтрастные – Cu (80/8), Mn (4000/8), Bi (0.6/6).

Au-Ag и Ag АГХП тесно связаны с жилами и жильными зонами. Они завершают становление рудоносной гидротермальной системы и являются, так же как Au-Ag АГХП, самыми поздними по времени образования. Для них характерно еще более локальное развитие, отчетливо линейная морфология, простота основного рудноэлементного состава, высокая контрастность и отчетливо зональный характер развития с глубиной. Высококонтрастные поля образуют Ag (70/700), Au (2.25/450), As (600/300), Sb (50/250), Pb (500/50), Hg (0.125/25), Mn (10 000/20).

Установлено, что позиция основных типоморфных элементов в рядах вертикальной геохимической зональности в целом сохраняется и повторяется независимо от масштабов геологических образований. По восстанию рудных зон (снизу-вверх): Sn-W и Sn-Ag эндогенные АГХП сменяются Ag-Pb, а затем Au-Ag и преимущественно Ag (Кравцова, 2010).

В целом же, при сравнении «первичных» Au-Ag АГХП участка Чайка с реовенированными Au-Ag АГХП центральной части Дукатского месторождения видно, что в «первичных» Au-Ag АГХП упрощается элементный состав, происходит снижение контрастности. Более высокие уровни концентрирования в ореолах Ag, Pb и Zn, отличные от эндогенных АГХП других вулканогенных Au-Ag месторождений, появление в составе ореолов чужеродных элементов, таких как Sn, В, Со, W, Вi объясняются спецификой рудной минерализации месторождения, являющегося серебрянорудным гигантом, где наряду с Au-Ag рудами, преобладающим развитием пользуются разнотипные серебряные руды (Ag, Ag-Sn-W, Sn-Ag, Ag-Pb-Zn).

Описанные выше закономерности распределения АГХП различного состава являются важными при изучении условий формирования ЛПР, распределения в них элементов-индикаторов, как главных, так и второстепенных, а также при выявлении функциональных зависимостей в сопряженной системе руда + первичный ореол → поток рассеяния.

Литохимические потоки рассеяния.

На основании проведенных комплексных минералого-геохимических работ на площади Дукатского рудного узла по изучению экзогенных АГХП, выявленных по ЛПР рассеяния, были сделаны следующие основные выводы (Кравцова, Макшаков, 2008, 2010, 2011; Кравцова, 2010; Макшаков, Кравцова, 2008, 2009, 2010; Макшаков, 2011, Тарасова, Макшаков, 2013). Площадные съемки 1:200 000 м-ба по ЛПР хорошо отражают металлогеническую специализацию изученной территории на Ag, Pb и Sn. Они позволяют в относительно короткие сроки получить информацию о геохимических особенностях района и региональной зональности в целом.

Тем не менее, такие съемки имеют существенные недостатки. А именно, экзогенные АГХП обладают низкой контрастностью по сравнению с эндогенными. Установлено закономерное снижение контрастности полей, а также упрощение их компонентного состава в направлении: руда+первичный

ореол → поток рассеяния. В ряде случаев происходит нарушение качественных, а иногда и количественных связей между элементами (табл. 1).

Таблица 1. Общая характеристика качественно-количественных функциональных связей в ряду эндогенные АГХП → экзогенные АГХП для объектов Au-Ag рудных узлов (РУ) центральной и южной частей Балыгычано-Сугойского прогиба по (Кравцова, 2010), с небольшими изменениями и уточнениями автора.

Типы минерализации	Типы АГХП	
	Эндогенные	Экзогенные
	Первичный ореол	Поток рассеяния
Ag, Au-Ag (Дукатский Au-Ag РУ)	<u>Ag</u> <u>Au</u> As Sb Pb Hg Mn 700 450 300 250 50 25 20	<u>Ag</u> As Pb Mn (Bi, Zn, Sn, Cu) 62 40 10 8
Ag-Pb (Дукатский + Пестринский Au-Ag РУ)	<u>Ag</u> As <u>Pb</u> Sb Hg Zn B Sn Mn 800 300 300 150 80 40 20 15 8	<u>Pb</u> As <u>Ag</u> Zn B Mn (Bi, Sn) 56 35 30 12 4 4
Sn-Ag (Пестринский Au-Ag РУ)	As <u>Sn</u> <u>Ag</u> Sb Zn Bi Pb Cu B 300 200 200 150 120 100 80 10 10	As Bi <u>Sn</u> Pb Zn <u>Ag</u> B Cu 90 59 14 11 9 8 7 5
Sn-Ag-W (Пестринский Au-Ag РУ)	<u>Mo</u> As Sn Bi <u>W</u> Zn Ag Cu Pb 150 100 60 50 20 20 10 10 3	As Bi Sn B <u>W</u> <u>Mo</u> (Cu, Pb, Zn) 80 55 14 13 10 8
ЗРСМ (Дукатский + Пестринский Au-Ag РУ)	Zn Pb Cu As Bi Co Sn Ag Mn B 10 8 6 5 5 5 4 4 3 3	As Bi Sn Zn Pb Cu Ag B 20 7 5 5 4 3 3 3

Примечание. В скобках приведены элементы, встречающиеся непостоянно. Цветом выделены главные типоморфные элементы для каждого типа минерализации.

«В первую очередь это относится к такому основному элементу-индикатору Au-Ag оруденения, как Au. Аномалии Au являются либо низкоконтрастными, либо не обнаруживаются вовсе. Они распространены и на Au-Ag объектах, и на объектах других рудных формаций. Металлогеническая специализация района на Au, практически не проявлена» (Макшаков, 2011, стр. 19). Все это в значительной степени затрудняет типизацию экзогенных АГХП, оценку их рудно-формационной принадлежности и промышленной значимости (рис. 5)

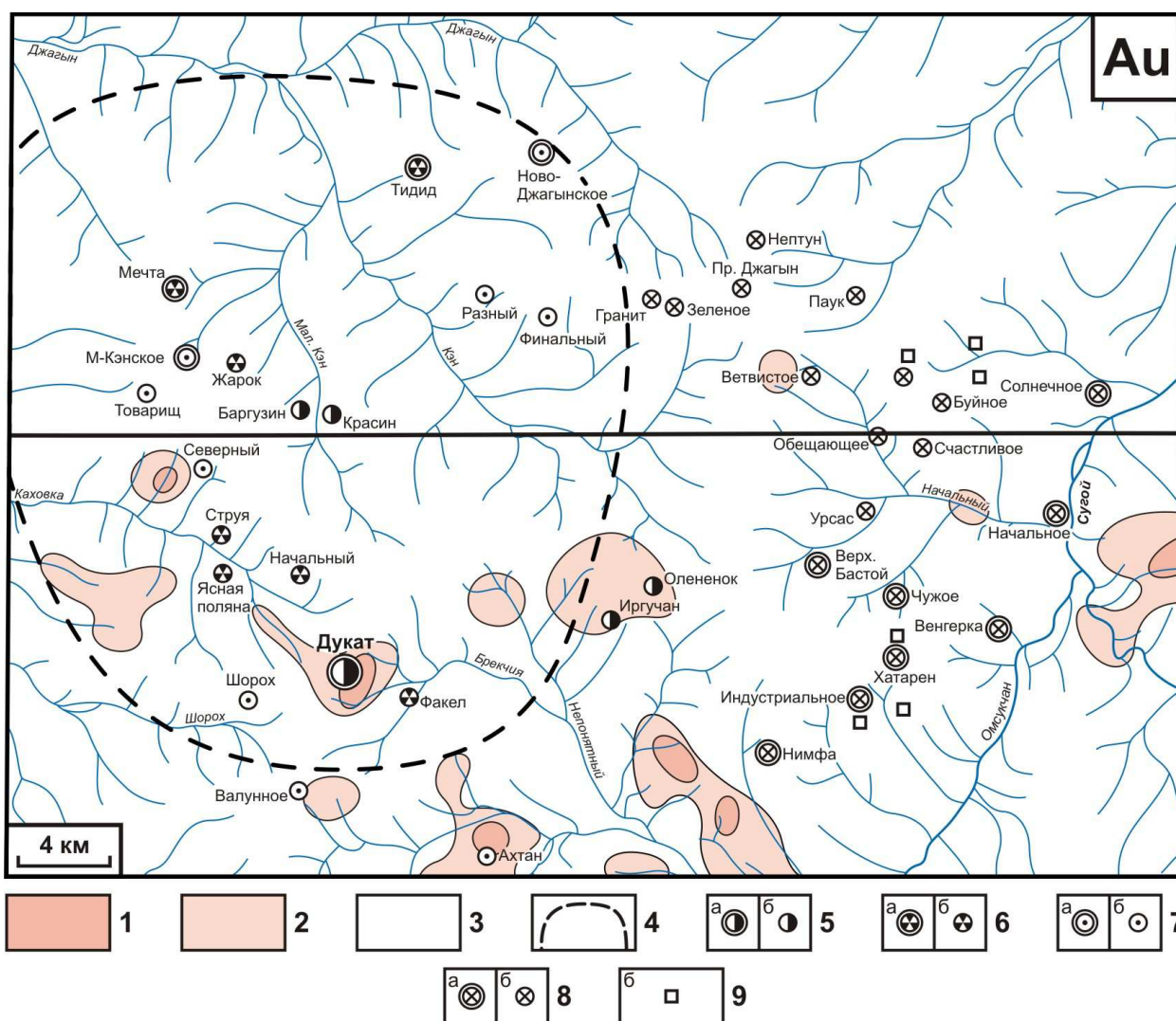


Рис. 5. Дукатский Au-Ag рудный узел и сопряженная с ним площадь. Экзогенные АГХП золота, выявленные по ЛПР при съемке 1:200 000 м-ба. 1-3 – содержание Au (г/т): 1 – 0.01-0.03, 2 – 0.004-0.01, 3 – 0.004 и менее; 4 – границы Дукатского РУ (Стружков, Константинов, 2005); 5-9 – месторождения (а) и рудопроявления (б): 5 – золото-серебряные, 6 – серебро-полиметаллические, 7 – олово-серебряные полисульфидные, 8 – касситерит-силикатные, 9 – олово-редкометалльные и редкометалльные. Схема составлена А.С. Макшаковым (2011).

Среднемасштабные съемки по ЛПР 1:50 000 м-ба показали, что в условиях зон криолитогенеза на стадии локального прогноза эффективным является опробование водотоков I-II порядка. Аллювиальные отложения верховьев водотоков характеризуется наибольшими концентрациями элементов, в первую очередь Au, и напрямую зависят от наличия и рудоформационной принадлежности минерализованных зон. Экзогенные АГХП достаточно полно согласуются с составом и строением эродируемых и

дренируемых рудных объектов, а установленная экзогенная геохимическая зональность является отражением эндогенной. Появляется возможность оценки эрозионного среза этих объектов (рис. 6).

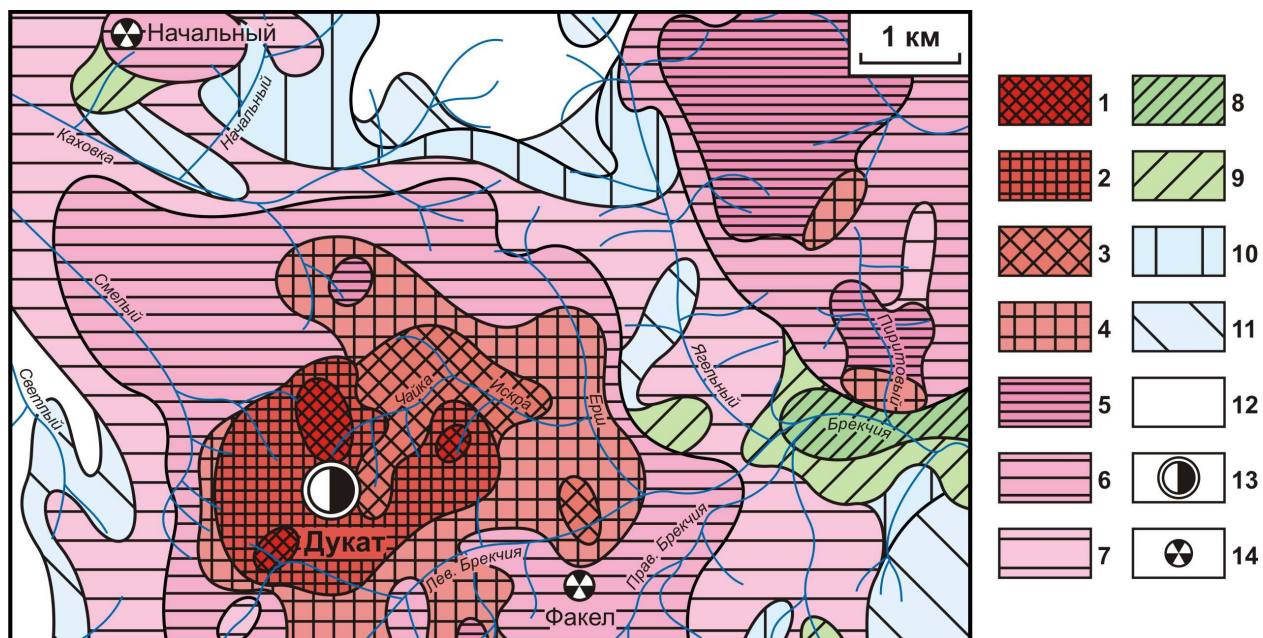


Рис. 6. Дукатский РУ (фрагмент). Экзогенные полиэлементные АГХП, выявленные по ЛПР при съемке 1:50000 м-ба. Схема составлена по материалам Р.Г. Кравцовой (2010). **Полиэлементные АГХП (1-12):** Au-Ag (1-4), Ag-Pb (5-7), Sn-Ag (8, 9), ЗРСМ (10, 11), фоновые и близфоновые (12). **Ассоциации элементов:** **1** – Ag (60/600) Pb (2000/200) Sb (30/150) Hg (0.3/60) Au (0.16/32) As (50/25) Mo (6/6) Mn (2500/5), **2** – Ag (11.5/115) Pb (800/80) As (100/50) Hg (0.2/40) Au (0.1/20) Mo (5/5) Mn (2000/4), **3** – Pb (1400/140) Ag (9.8/98) As (100/50) Hg (0.1/20) Au (0.055/11) Mo (7/7) Mn (2500/5), **4** – Pb (600/60) As (110/55) Ag (4.8/48) Hg (0.08/16) Mo (5/5) Au (0.02/4), **5** – As (390/195) Sb (30/150) Pb (1300/130) Ag (7/70) Hg (0.06/12) Zn (500/10) В (70/7) Mn (1500/3), **6** – Pb (300/30) As (50/25) Ag (2.4/24) Zn (300/6) Hg (0.02/4) В (40/4) Mn (1500/3), **7** – As (30/15) Ag (1/10) Pb (60/6) Zn (150/3), **8** – Pb (340/34) Sn (66/33) Ag (3/30) As (50/25) Bi (1.7/17) Cu (160/16) Zn (600/12) В (80/8), **9** – Ag (2.8/28) As (40/20) Sn (28/14) Cu (80/8) Pb (80/8) Zn (350/7) Bi (0.6/6) В (60/6), **10** – As (20/10) Pb (40/4) Zn (150/3) Bi (0.3/3), **11** – Pb (40/4) Ag (0.3/3) Bi (0.3/3), **12** – низкоконтрастные ассоциации элементов Pb, Zn, Cu, Bi, Ag (КК не больше 3). **13** – Au-Ag месторождение, **14** – Ag-Pb рудопроявления.

Важное обстоятельство, затрудняющее изучение водотоков I-II порядка, заключается в трудности опробования вершин водотоков. Материал часто представлен грубообломочными отложениями с редкими проявлениями крупной плохо окатанной гальки. Мелкая фракция аллювия, концентрирующая большинство рудных элементов, в них фрагментарна, а в

водотоках I порядка зачастую и вовсе отсутствует. В таких ситуациях, наряду с изучением особенностей распределения элементов, качественного и количественного состава, положительный результат дает изучение их форм нахождения. Предполагается, что ФН элементов-индикаторов оруденения в ЛПР в целом согласуются с ФН этих элементов в рудах и в достаточной степени отражают особенности их минерального и геохимического состава.

Результаты детального минералого-геохимического изучения качественного и количественного состава ЛПР, особенностей распределения элементов-индикаторов Au-Ag оруденения в рыхлых аллювиальных отложениях водотоков I-II порядков, формы их нахождения и особенности условий формирования будут подробно рассмотрены в главах 2, 3 и 4 этой диссертационной работы.

1.4. Методы исследования

Для изучения поведения рудных элементов, в первую очередь Au и Ag, и их ФН в рыхлых отложениях ЛПР Дукатского Au-Ag месторождения было выполнено геохимическое опробование водотоков I-II порядка, дренирующих водораздел с промышленными зонами и жилами и характеризующихся сформированным аллювием.

При выборе объекта исследования были использованы материалы геохимической съемки 1:50 000 м-ба по изучению ЛПР Дукатского Au-Ag месторождения – около 1000 проб (Макшаков, 2011).

Для детального изучения распределения элементов на выбранном эталонном объекте (уч Чайка), как на протяжении развития потока, так и во фракциях было изучено и проведено сопоставление содержания элементов в 20 рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений рч. Чайка-Искра и в 9 большеобъемных минералого-геохимических пробах, взятых из тех же мест, что и аналогичные рядовые геохимические пробы (**рис. 7**).

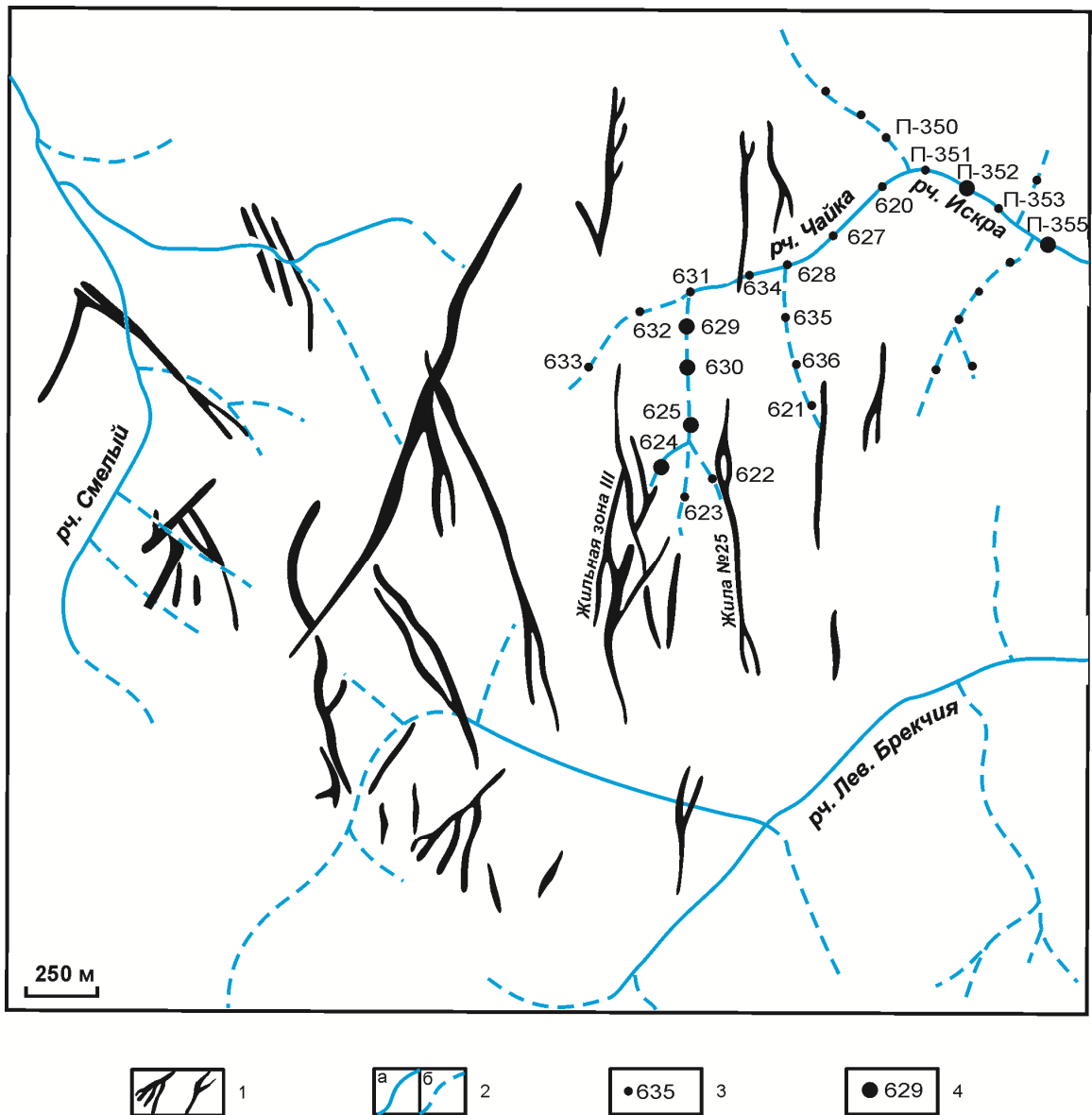


Рис. 7. Схема геохимического опробования водотоков I-II порядка. Съёмка 1:50000 м-ба по ЛПР на площади Дукатского Au-Ag месторождения. 1 – рудные тела; 2 – водотоки: а – постоянные, б – временные; 3-4 – точки отбора: 3 – рядовые геохимические пробы, 4 – большеобъемные минералого-геохимические пробы.

Геохимическая съёмка масштаба 1:50000 по литохимическим потокам рассеяния, отбор (шаг опробования 200-250 мм) и обработка проб на площади Дукатского месторождения проводились по общепринятой методике (Справочник по геохимическим поискам..., 1990). Масса рядовой геохимической пробы аллювия – 200-300 г. Все пробы тщательно высушивались и просеивались через сито с диаметром отверстий 1 мм. Истирание производилось механическим путем в стальных стаканах на вибрационном истирателе до состояния пудры – 0.074 мм.

В рядовых геохимических пробах наиболее высокие концентрации Au, Ag (до 0.14 г/т и 20 г/т, соответственно) и других рудных элементов были установлены в аллювиальных отложениях рч. Чайка-рч. Искра. В соответствии с этим для изучения вещественного состава аллювия по рч. Чайка и рч. Искра в девяти точках потока было отобрано 9 большеобъемных минералого-геохимических проб весом до 6 кг (рис. 7).

Выбор гранулометрических фракций для минералогических и микроминералогических исследований проводился опытным путем. Все большеобъемные пробы были рассеяны на следующие фракции:

- общая фракция -1 мм – отквартовка от средней пробы, истертая и пропущенная через сито 1 мм;
- средняя проба взята от всей истертой не рассеянной большеобъемной пробы;
- большеобъемные пробы, рассеянные по фракциям +3 мм, 2-3 мм 1-2 мм, 0.5-1 мм, 0.25-0.5 мм, 0.14-0.25 мм, 0.08-0.14 мм, -0.08 мм.

Далее все фракции были взвешены и сопоставлено их соотношение между собой (**табл. 2**). Как известно, наиболее активными в плане сорбционной способности являются частицы размером порядка 0.1 мм. Из таблицы видно, что при отборе рыхлого материала ручьев I-II порядков в условиях зоны криолитогенеза, характеризующейся фрагментарным развитием аллювиальных отложений, на долю частиц размером 0.1 мм и мельче, приходится менее 10 %. В свою очередь отбор этой фракции требует значительных временных затрат и серьезно усложняет процесс опробования головной части ручьев малых порядков. Такой трудоемкий и долгий процесс для реальных поисково-разведочных работ недопустим. Следовательно, с целью наибольшей оптимизации поисковых работ при выборе фракций было принято решение дальнейшие исследования продолжить с фракциями +2 мм, 1-2 мм, 0.5-1 мм, 0.25-0.5 мм и -0.25 мм.

Таблица 2. Гранулометрический анализ большеобъемных минералого-геохимических проб 624-ПР и 625-ПР.

Фракция, мм	624-ПР		625-ПР	
	Вес, г	Доля фракции от общего веса, %	Вес, г	Доля фракции от общего веса, %
Вся проба	3540	100	2574	100
+5	187	5.3	183	7.1
3-5	120	3.4	150	5.8
2-3	261	7.4	361	14.0
1-2	797	22.5	529	20.6
0.5-1	263	7.4	107	4.2
0.25-0.5	766	21.6	390	15.2
0.14-0.25	832	23.5	752	29.1
0.08-0.14	299	8.5	97	3.4
-0.08	15	0.4	5	0.2

Для проведения минералогических и микроминералогических (шлиховой анализ, рудный микроскоп, микрозонд) исследований из этих фракций были изготовлены монтированные аншлифы.

С помощью рудного микроскопа, прежде всего, были изучены устойчивые в зонах гипергенеза минералы. Большую помощь в изучение первичного материала и детального описания, видимых под микроскопом рудных минералов, оказала Ляхницкая В.Д. (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Дальнейшее изучение минерального и элементного составов очень мелких и сильно измененных рудных минералов из аллювия было продолжено при помощи микрозондовых исследований.

Методы анализа.

При проведении исследований был выполнен большой объем аналитических работ. Все геохимические пробы, отобранные при опробовании водотоков I-II порядка, дренирующих рудные зоны Дукатского месторождения, были проанализированы в лабораториях Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

Все пробы прошли спектральный приближенно-количественный атомно-эмиссионный анализ на широкий круг элементов (Эмиссионный спектральный..., 1976). Использовался метод просыпки на спектрографе ДФС-8 с приставкой УСА-5 в дуге переменного тока от генератора ДГ-2 с силой тока 10 ампер, экспозиция 30 сек., СП – тип 1. Пределы обнаружения показаны в **табл. 3**.
Аналитики: З.М. Смоляк, В.Н. Мельничук, В.А. Кишечникова.

Таблица 3. Приближенно-количественный атомно-эмиссионный анализ (способ вдувания-просыпки).

Определяемые элементы	Предел обнаружения, г/т	Определяемые элементы	Предел обнаружения, г/т
Серебро	0.03	Барий	20
Олово	1	Марганец	3
Вольфрам	2	Мышьяк	10
Свинец	1	Висмут	1
Цинк	30	Бериллий	1
Сурьма	10	Литий	10
Молибден	1	Иттрий	10
Медь	1	Ниобий	10
Кобальт	1	Германий	1
Никель	1	Галлий	1
Бор	10	Кадмий	3

Примечание. Здесь и в табл. 4, 5 приведены только те элементы, которые определялись.

Позднее (2009 и 2011 гг.) был проведен контроль полученных результатов, осуществлявшийся методами прямого количественного атомно-эмиссионного спектрального анализа по способу вдувания-просыпки (Васильева и др., 1997; Васильева, Шабанова, 2005; СТП ИГХ-020-2007..., 2007). Пределы обнаружения для данного вида анализа приведены в **табл. 4**.
Использовались автоматизированное устройство для введения проб в дуговой разряд «Поток» со встроенным спектроаналитическим генератором «Шаровая молния», дифракционный спектрограф ДФС-458С, многоканальный анализатор атомно-эмиссионных спектров с фотодиодными линейками (МАЭС), ПО АТОМ 3.1 для получения, регистрации и обработки спектров.
Аналитики: И.Е. Васильева, Е.В. Шабанова, С.С. Воробьева.

Таблица 4. Количественный атомно-эмиссионный анализ (способ вдувания-просыпки).

Определяемые элементы	Предел обнаружения, г/т	Определяемые элементы	Предел обнаружения, г/т
Золото	0.05	Бор	5
Серебро	0.02	Марганец	50
Олово	2	Мышьяк	0.5
Свинец	5	Хром	7
Цинк	20	Ванадий	3
Сурьма	0.5	Литий	2
Молибден	0.5	Германий	0.2
Медь	10	Вольфрам	1
Кобальт	0.5	Висмут	0.1
Никель	5	Кадмий	0.2

Большеобъемные пробы дополнительно были проанализированы методом количественного атомно-эмиссионного спектрального анализа путем полного испарения материала из канала угольного электрода (Васильева, Шабанова, 2005). Использовались электродуговой генератор «Везувий-2», дифракционный спектрограф ДФС-458С, многоканальный анализатор атомно-эмиссионных спектров с фотодиодными линейками (МАЭС), ПО АТОМ 3.1 для получения, регистрации и обработки спектров. Пределы обнаружения приведены в **табл. 5**. Аналитик: А.А. Нестерова.

Таблица 5 Количественный атомно-эмиссионный анализ (способ испарения из канала электрода).

Определяемые элементы	Предел обнаружения, г/т	Определяемые элементы	Предел обнаружения, г/т
Золото	0.5	Бор	4
Серебро	0.03	Марганец	10
Олово	1	Мышьяк	2
Вольфрам	1	Хром	10
Свинец	1	Висмут	0.5
Цинк	20	Ванадий	5
Сурьма	1	Титан	1
Молибден	0.9	Фосфор	50
Медь	4	Германий	0.9
Кобальт	1	Кадмий	0.8
Никель	5	Литий	2

Для экспрессного определения валовых содержаний Au и Ag, распределение их частиц по крупности и подсчет количества этих частиц в пробах применялся дуговой сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ с высокоскоростным анализатором МАЭС. Сцинтилляционный метод предназначен для приближенно-количественных определений Au и Ag в геологических пробах и размеров их частиц в диапазоне от 0.01 г/т до 10 г/т для Au, от 0.1 г/т до 17 г/т для Ag (Прокопчук, 1994). Аналитик: С.И. Прокопчук.

Кроме того, использовались методы количественного спектрального анализа на «группу цветных элементов» – В, Cu, Zn, Ge, Mo, Ag, Sn, Pb, и элементы «группы железа» – Co, Cr, Ni, V (Эмиссионный спектральный..., 1976). Аналитики: Зарубина О.В., Русакова В.А.

Вольфрам определялся количественными атомно-эмиссионными методами на установке, состоящей из спектрографов ДФС-8 (обратная линейная дисперсия 0.2 нм/мм), ДСФ-13 (0.4 нм/мм), PGS-2 (0.27 нм/мм) и многоканального анализатора спектров (МАЭС). Синхронизация регистрации и компьютерная обработка спектров осуществляется программой «АТОМ», разработанной в ВМК Оптоэлектроника, Новосибирск. Предел обнаружения– 0.2 г/т (Чумакова, 2009). Аналитики Чумакова Н.Л.

Золото в пробах определялось атомно-абсорбционным методом с предварительной экстракцией сульфидами нефти (Хлебникова, 1976; Торгов, Хлебникова, 1977). Замеры проводились на атомно-абсорбционных спектрометрах фирмы Perkin-Elmer M-303 и Perkin-Elmer M-405 с пределом обнаружения 0.005 и 0.002 г/т, соответственно. Аналитики: А.А. Хлебникова, Л.Д. Андрулайтис, С.Ц. Ринчинова, П.Т. Долгих.

При определении кларковых содержаний Au использовался метод атомно-абсорбционной спектрометрии в его электротермическом варианте с графитовой печью-атомизатором. Замеры проводились на атомно-абсорбционном спектрометре фирмы Perkin-Elmer M-503, оборудованном дейтериевым корректором фонового поглощения и графитовым атомизатором

HGA-74. Предел обнаружения Au данным методом считается равным 0.0002 г/т. Аналитик: О.И. Бессарабова, Л.Д. Андрулайтис, П.Т. Долгих.

Ртуть во всех пробах анализировалась атомно-абсорбционным методом с применением кислотного разложения (Новиков и др., 1971). Предел обнаружения этого элемента – 0.005 г/т. Низкие содержания Hg определялись атомно-флуоресцентным методом. При замерах использовался AFS (атомно-флуоресцентный спектрометр) с гидридным генератором PS Analytical LTD (Yorkshire water. Methods ..., 1989).

Предел обнаружения Hg – 0.0002 г/т. Аналитики: Л.Д. Андрулайтис, О.С. Рязанцева, Е.В. Матвеева.

Дальнейшая диагностика форм нахождения Hg и их количественная оценка проводились с помощью метода совмещающего атомно-абсорбционную спектрометрию с термическим анализом (Tauson, Gelety, Men'shikov, 1996). Атомно-абсорбционный анализ сопровождался контролем температуры выхода элемента – температура максимума выхода (T_m) и температура окончания выхода данной термоформы элемента ($T_{ов}$) при непрерывном нагреве пробы с оптимальной скоростью. Фиксируется четыре формы для Hg: физически связанная легкоподвижная (металлическая Hg – сорбционная), химически связанная малоподвижная (неавтономные фазы на поверхности минералов, амальгамы), минеральная (киноварь) и изоморфная (структурная). При замерах использовался атомно-абсорбционный спектрометр Perkin-Elmer модели 503, оборудованный дейтериевым корректором фона, и графитовая печь-атомизатор той же фирмы. Предел обнаружения для Hg – $1 \times 10^{-7}\%$. Погрешность анализа ($2\sigma/x \cdot 100\%$) составляет $\pm 10-30\%$ в зависимости от содержания элемента. Аналитик: И.Ю. Пархоменко.

При количественных определениях Ag, As, Sb, Bi применялась методика прямого атомно-абсорбционного определения, исключая стадию химической обработки проб (Воробьева и др., 1987). Методика обладает экспрессностью, точностью и воспроизводимостью. Предел обнаружения (г/т): Ag – 0.0005, Sb и Bi – 0.01, As – 0.1. Аналитик: С. С. Воробьева.

Щелочные элементы – K, Na, Rb, Li и Cs – определялись методом фотометрии пламени, также с атомно-абсорбционным окончанием (Полуэктов, 1959). Аналитики: М.Н.Уфимцева, Л.В.Алтухова, Т.Н.Галкина.

Изучение минеральных форм элементов-индикаторов Au-Ag оруденения было начато помощью рудного микроскопа ПОЛАМ-312. Минераграфическими методами определялись самые распространенные в зоне гипергенеза минералы и минеральные образования. Наибольшее количество рудных минералов было обнаружено во фракции -0.25 мм, наименьше – в крупной фракции +2 мм. В целом, та же самая закономерность выявлена и по отношению к содержаниям Au, Ag и большинства других рудных элементов.

В процессе работы стало очевидно, что изучение ФН рудных элементов в аллювиальных отложениях ЛПП с помощью традиционных минераграфических методов не эффективно. Провести диагностику большинства предполагаемых минералов и содержащих эти металлы образований, из-за крайне незначительных их размеров (сотые, тысячные доли мм и менее) практически невозможно. Успешное решение подобного типа задач напрямую связано с определением химического состава вещества в микронных включениях. Определить состав таких включений можно только локальным методом, в частности методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (Павлова, Парадина, 1990). Поэтому дальнейшее изучение проводилось с помощью микроанализаторов Superprobe-733 и JXA-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan) по специально разработанной методике (Павлова, Кравцова, 2006). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 25 нА. Предел обнаружения Au и Pb – 0.02%; Ag, As, Sb, S, Si, Fe, Hg – 0.05%; K, Zn, Cu – 0.005%. Разрешающая способность качественной диагностики микровключений с применением растрового микроскопа 0.1 мкм. Аналитик: Л.А. Павлова.

Материалом для исследования служили образцы, изготовленные из рыхлых отложений ЛПП. Использовалась фракция <0.25 мм, наиболее обогащенная рудными минералами, т.н. «тяжелая фракция». Основная масса

вещества в образцах отобранных из «тяжелой фракции» рыхлых отложений ЛПР представляет собой мелкие зерна разной твердости, вследствие этого подготовка их к анализу методом РСМА трудна и требует особой тщательности. Образцы для анализа изготавливали в виде аншлифов (шайб). Первоначально имеющиеся мелкие кусочки породы насыпали на липкую ленту и заливали эпоксидной смолой, придавая форму, удобную для дальнейшей обработки. Закрепленные в эпоксидной смоле зерна обрабатывали на алмазных пастах до получения зеркально-полированной поверхности. В связи с разной твердостью поверхность отдельных зерен после первой полировки оставалась недостаточной для проведения анализа и тогда, проанализировав зерна с полированной поверхностью, заново обрабатывали аншлиф, чтобы поверхность оставшихся зерен стала пригодной для изучения. Для обеспечения стока электронов, падающих на образец во время измерения, на подготовленную поверхность напыляли в вакууме пленку из углерода. Толщину пленки (20-30 мкм) определяли способом, основанным на наблюдении цветов интерференции полированной медной поверхности (Reed, 1975).

Методы математической обработки информации

Для изучения закономерностей распределения элементов-индикаторов золото-серебряного оруденения в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния Дукатского месторождения был использован большой объем аналитических данных. Для их обработки был использован корреляционный анализ, построение графиков распределения элементов с учетом фоновых значений, использовались различные индикаторные отношения. Для этой цели применялась АСОД (Microsoft Excel, Golden Software Surfer, Golden Software Grapher и др.).

Коэффициенты контрастности (КК) различных элементов рассчитывались следующим образом:

$$KK = C_i / C_{\phi},$$

где C_i – установленные содержания элементов,

C_{ϕ} – фоновое содержание элемента.

Данные по среднему содержанию элементов в горных породах, имеющиеся в справочной литературе и принятые автором в работе фоновые содержания элементов, рассчитанные для вторичных образований, состоящих из пород среднего и кислого состава в целом для Балыгычано-Сугойского прогиба (региональный фон), в том числе и для рассматриваемой площади, приведены в **табл. 6**.

Таблица 6. Средние содержания элементов в горных породах.

Химический элемент	По А.П. Виноградову (Краткий справочник..., 1970)			Во вторичных образованиях Балыгычано-Сугойского прогиба (региональный фон)
	В породах среднего состава	В породах кислого состава	В земной коре	
Au	–	0.0045	0.0043	0.005
Ag	0.07	0.05	0.07	0.1
Hg	–	0.08	0.083	0.005
Sb	0.2	0.26	0.5	0.2
As	2.4	1.5	1.7	2
Pb	15	20	16	10
Zn	72	60	83	50
Cu	35	20	47	10
Mo	0.9	1	1.1	1
W	1	1.5	1.3	2
Bi	0.01	0.01	0.009	0.1*
Mn	1200	600	1000	500

*Региональный фон для Bi взят условно, по пределу обнаружения этого элемента методом количественного атомно-абсорбционного анализа (Воробьева и др., 1987).
Прочерк – нет данных.

Региональный фон во вторичных образованиях пород Балыгычано-Сугойского прогиба в целом и рассматриваемой площади в частности, был принят с учетом фоновых концентраций основных элементов, установленных ранее для коренных пород (Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова и др., 1996, 2003; Кравцова, Вавилова, 2000; Захаров и др., 2002; Kravtsova, 2006; Кравцова, 2010).

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА, СЕРЕБРА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКАХ РАССЕЯНИЯ

При прогнозе и поисках рудных месторождений общепринятым является метод выявления зон минерализации по геохимическим аномалиям, установленным с помощью литохимических потоков рассеяния. При этом основное внимание, как правило, уделяется их рудноэлементному составу, качественным и количественным характеристикам. Однако, на большинстве исследуемых рудных объектов, при проведении традиционных площадных съемок 1:200 000 м-ба по ЛПР элементный состав наиболее информативных рыхлых отложений водотоков I-II порядка, практически не изучается. Тем более не проводится исследований по характеру и особенностям распределения элементов в ЛПР. Наиболее актуально это для хорошо изученных территорий, где уже был проведен значительный объем поисковых и оценочных работ. К таким территориям относится Омсукчанский рудный район (Северо-Восток России), на площади которого находится Дукатское Au-Ag месторождение.

Первое защищаемое положение. Закономерности распределения и уровни содержания Au, Ag и сопутствующих элементов (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в рыхлых отложениях водотоков I-II порядков, дренирующих Au-Ag зоны Дукатского месторождения, отчетливо отражают геохимические особенности руд эпитермальной Au-Ag формации и наиболее проявлены в качественном и количественном составе головной части потока.

В данной главе освещаются качественный, количественный состав, характер и особенности распределения основных элементов-индикаторов «первичного» Au-Ag оруденения в литохимических потоках рассеяния северо-восточной части Дукатского месторождения (участок Чайка). По разветвленности гидросети, по особенностям рудных зон участка, по наличию рыхлых отложений в большинстве точек отбора участок Чайка был

выбран в качестве эталонного объекта (см. рис. 7, пункт 1.4 главы 1). Следует подчеркнуть, что рудные Au-Ag зоны непосредственно размываются водотоками I-II порядка, и нередко в вершинах ручьев выходят в виде обнажений.

Как было описано выше, для вулканогенных Au-Ag руд типоморфными элементами-индикаторами оруденения являются Au, Ag, Hg, Sb, As, Cu, Zn, Pb. Кроме того, в ЛПР уч. Чайка появляется ряд сопутствующих элементов (Mo, W, Sn, Mn, Bi), в основном, связанных с процессами выветривания вмещающих пород и участками более ранней минерализации, образующих аномалии зачастую с Au-Ag рудами не связанные.

2.1. Особенности распределения золота и серебра

Золото и серебро являются главными элементами-индикаторами золото-серебряного оруденения. Аномальные концентрации Au и Ag в рудах достигают промышленных концентраций. Именно эти элементы образуют широкие и контрастные эндогенные АГХП. Поведение этих элементов в природных процессах, в нашем случае при формировании ЛПР, определяется не только внешними факторами, но и внутренними свойствами самих этих элементов.

Золото (элемент № 79) – очень редкий d-металл, относящийся к группе благородных металлов. Золото расположено под серебром в Ib подгруппе 6-го периода. Его соседи Cu, Ag, Pd, Hg, Cd, с которыми у него много сходных свойств и поэтому близких путей в геохимических процессах. Главное свойство Au – устойчивость его электронейтрального состояния, химическая инертность в нормальных условиях, что сближает его с платиноидами. В то же время поведение золота во многом определяется его стремлением к комплексообразованию ($AuCl_2^-$, $AuBr_2^-$, AuI_2^- , $AuCN_2^-$, $Au(CNS)_4^-$ и органометаллических, хелатных, гумидных и других комплексов). Многие из них весьма устойчивы и играют большую роль в переносе элементов (Михайленко, 1966).

В обычных условиях Au не вступает в реакции с кислотами и щелочами, растворяясь только в царской водке при нагревании. Кроме устойчивого Au^0 , золото имеет 2 валентных состояния – Au^+ и Au^{3+} . Переход к трехвалентному состоянию происходит в щелочной среде, а Au^0 наиболее устойчиво в кислой. Экспериментально растворение золота в воде в количестве $n \cdot 10^{-4}$ моль/кг достигается при $T = 700-800^\circ C$ (Некрасов, 1991), причем растворение идет в окислительной обстановке, а осаждение в восстановительной. Это очень важно для понимания природных процессов переноса и осаждения Au, где окисленные речные воды несут этот элемент в виде комплекса с фульвокислотами, а в восстановительной обстановке застойных морских вод оно активно высаживается в виде металлоорганических соединений (Макрыгина, 2011), где присутствуют все вышеперечисленные комплексообразователи. Перечисленные внутренние и внешние свойства в значительной степени являются фактором, определяющим особенности формирования ЛПР, в нашем случае, в условиях зон криолитогенеза.

По данным А.С. Макшакова (2011), изучавшего ЛПР в целом на площади Дукатского рудного узла, при менее благоприятных условиях, а именно, малой протяженности ручьев I-II порядка, большом количестве временных водотоков и впадении в ручьи другого порядка, происходит резкое снижение концентраций Au в русловых отложениях, вплоть до фоновых. В работе А.С. Макшакова и Р.Г. Кравцовой (2010), изучавших водотоки крупных речных долин, показано, что при дальнейшем переходе к ручьям III порядка вновь происходит двукратное сокращение средних концентраций Au. В таких случаях, а их большинство, содержания этого элемента, как правило, не превышают 0.02 г/т и не образуют сплошного потока. Коэффициенты контрастности (КК) – содержания, нормированные по фону, не превышает значений 4. Низкие концентрации и их фрагментарность делают заверку таких аномалий крайне затруднительной и не эффективной.

При детальном опробовании водотоков I-II порядка (научно-методические работы на площади Дукатского Au-Ag месторождения)

максимальное содержание Au в рядовых геохимических пробах было установлено в пробе 624 – 0.14 г/т (табл. 7). В пределах изученной площади потоки рассеяния с концентрацией 0.02-0.08 г/т (КК=4-16) прослеживаются на довольно протяженных участках ручьев (до 5 км), непосредственно дренирующих рудные зоны месторождения.

При изучении поведения Au в рыхлых аллювиальных отложениях ручьев I-II порядка было установлено, что наибольшие концентрации золота достаточно устойчиво проявлены в головной части водотоков I порядка, непосредственно размывающих Au-Ag рудные зоны Дукатского месторождения. При впадении этих ручьев в более крупные водотоки II порядка происходит заметное разубоживание потока, а в целом при продвижении вниз по потоку наблюдается значительное снижение концентраций. Так если в пробе 624, отобранной в головной части потока содержания Au достигают 0.14 г/т, то в шлейфовой появляются содержания этого элемента ниже предела обнаружения метода (<0.01 г/т). В рядовых геохимических пробах 629 (0.08 г/т), 631 (0.08 г/т) и 634 (0.07 г/т) локально повышается содержание Au, притом, что в пробах выше по потоку составляет 630 (0.06 г/т) и ниже – 628 (0.04 г/т), это объясняется привнесением Au из небольшой размываемой жилки.

Еще более высокие концентрации Au на всем протяжении потока установлены при изучении большеобъемных минералого-геохимических проб, что в свою очередь повышает процент и контрастность открываемых АГХП. Так в пробе 624-ПР полученное содержание Au составило 5.0 г/т. Данные по сравнению содержаний Au в рядовых геохимических пробах и большеобъемных минералого-геохимических пробах приводятся в таблице 7.

При изучении распределения элементов-индикаторов в разных фракциях большеобъемных проб, было установлено, что наиболее высокие содержания большинства элементов-индикаторов Au-Ag оруденения находятся в мелкой фракции -0.25 мм, наименьшие – в крупной фракции +2 мм.

Таблица 7. Концентрация Au (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	0.14	5.0	<u>0.112-2.302</u> 0.811 (5)	<u>0.302-0.501</u> 0.381 (3)	<u>0.341-6.605</u> 2.652 (3)	<u>0.562-5.903</u> 4.232 (5)
625*	0.02	0.15	<u>0.014-0.068</u> 0.031 (5)	<u>0.087-0.098</u> 0.092 (3)	<u>0.067-0.332</u> 0.180 (4)	<u>0.126-0.468</u> 0.293 (5)
630*	0.06	0.23	<u>0.006-0.022</u> 0.014 (2)	<u>0.019-0.069</u> 0.044 (2)	<u>0.020-0.054</u> 0.037 (2)	<u>0.053-0.319</u> 0.186 (2)
629*	0.08	0.1	<u>0.014-.071</u> 0.042 (2)	<u>0.043-0.078</u> 0.060 (2)	<u>0.045-0.095</u> 0.073 (2)	<u>0.153-0.205</u> 0.179 (2)
633	0.04	–	–			
632	<0.01	–	–			
631*	0.08	0.025	0.071	0.045	0.059	0.440
623	<0.01	–	–			
622	0.01	–	–			
634	0.07	–	–			
621	0.03	–	–			
636	0.01	–	–			
635	0.03	–	–			
628*	0.04	0.06	0.029	0.014	0.042	0.065
627	0.01	–	–			
620*	<0.01	0.04	0.019	0.051	0.021	0.065
п-351	0.03	–	–			
п-352*	0.01	0.02	0.011	0.029	0.033	0.041
п-353	0.05	–	–			
п-355*	0.04	0.01	0.012	0.017	0.054	0.035

Примечание. Определение Au проводилось атомно-абсорбционным методом. Аналитики: А.А. Хлебникова, Л.Д. Андрулайтис, С.Ц. Ринчинова, П.Т. Долгих. Здесь и далее: в числителе приводится интервал содержаний, в знаменателе – средние значения, в скобках – количество выполненных замеров; N – точки отбора проб и их номера; * – точки, где, наряду с рядовой геохимической пробой, проводился отбор объемных минералого-геохимических проб – 620-ПР, 624-ПР, 625-ПР, 628-ПР, 629-ПР, 630-ПР, 631-ПР, п-352-ПР, п-355-ПР; прочерк – большеобъемные пробы (ПР), не отбирались; номера точек отбора проб расположены по направлению формирования потока, от головной части к шлейфу.

Наибольшие содержания Au (первые г/т) были обнаружены во фракции -0.25 мм, наименьшие (сотые г/т) – во фракции $-2 \div +1$ мм (табл. 7). В целом, та же самая закономерность в этих пробах была установлена и по отношению к рудным минералам. Приуроченность высоких содержаний рудных элементов к мелкой фракции вероятнее всего объясняется широким развитием здесь глинистых минералов и гидроксидов Fe и Mn.

Таким образом, очевидно, что АГХП, выявленные по составу большеобъемных минералого-геохимических проб, более яркие и показательные по сравнению АГХП, установленным по рядовым геохимическим пробам. Кроме того, учитывая слабо сформированные аллювиальные отложения водотоков I порядка, отобрать достаточное количество материала на протяжении всего потока не всегда представляется возможным, особенно в наиболее представительной части потока – головной части, что может быть «компенсировано» отбором большеобъемных минералого-геохимических проб.

Серебро (элемент № 47) – редкий серебристо-белый благородный d-металл, мягкий, ковкий. По тепло- и электропроводности занимает первое место. У серебра два стабильных изотопа – ^{107}Ag и ^{109}Ag и более 30 радионуклидов.

Серебро находится в I группе, 5-м периоде таблицы Менделеева. «Соседи» по таблице – Cu, Au, Pd, Cd, Hg, Ni и как следствие, геохимически эти элементы очень похожи. У Ag полностью заполнен d-уровень, что объясняет низкие температуры атомизации и термические показатели, но высокие энергетические характеристики этого элемента, так же как Cu, Zn, Pd.

У Ag 4 заполненные электронные оболочки и 1 валентный электрон на внешней, валентность +1 и 0. По энергетической выгодности электронейтрального состояния замыкает ряд благородных металлов (Pt,

Rh, Ru, Os, Ir, Pd, Au, Ag) с ростом халькофильности по мере увеличения атомного номера. Образует галогениды, сульфиды, нитраты, карбонаты, гидраты, цианиды и другие соединения (Михайленко, 1966).

Для катионов серебра характерны амфотерные свойства и высокая подвижность. Подобное поведение данного элемента объясняет широкое распространение его АГХП на площади Дукатского месторождения.

Серебро широко проявлено в рыхлых отложениях ЛПР (экзогенных АГХП) на всей изучаемой территории. В результате съемки по литохимическим потокам рассеяния, наиболее высокие концентрации серебра, до 20 г/т, были установлены в рядовых геохимических пробах, взятых из рыхлых отложений водотоков I порядка, дренирующих водораздел с промышленными зонами и жилами месторождения.

Говоря о распределении содержаний Ag по потоку можно сделать вывод, что для него, так же, как и для Au, характерно разубоживание в направлении от головной части к шлейфовой. В рядовой геохимической пробе 629, как и для Au, происходит значительное увеличение содержания Ag (табл. 8).

В большеобъемных пробах содержания Ag увеличиваются, так же, как и для большинства сопутствующих элементов-индикаторов Au-Ag оруденения. Аналогично Au происходит и распределение Ag во фракциях, максимальные содержания Ag также установлены в мелкой фракции, минимальные – в крупной.

В целом содержания Ag на исследуемом участке значительно выше, чем это свойственно для вулканогенных Au-Ag руд. Вероятнее всего в данном случае сказывается наложение Ag-полиметаллической минерализации из размываемых жил и зон рассеянной минерализации, расположенных рядом.

Таблица 8. Концентрация Ag (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	8	> 20	> 20	> 20	> 20	> 20
625*	10	9.5	$\frac{9.85-14.22}{11.82}$ (4)	$\frac{10.58-13.87}{12.23}$ (2)	$\frac{12.37-14.18}{13.00}$ (3)	$\frac{17.15-20.87}{18.33}$ (5)
630*	15	9.0	5.07	10.67	11.32	16.77
629*	20	17.3	17.30	15.34	14.22	14.21
633	10	–	–			
632	1.5	–	–			
631*	10	10	10.48	9.97	13.48	19.46
623	10	–	–			
622	10	–	–			
634	8	–	–			
621	10	–	–			
636	8	–	–			
635	10	–	–			
628*	10	10	6.65	9.76	10.82	12.95
627	15	–	–			
620*	10	14.6	3.94	10.08	12.4	15.02
п-351	2	–	–			
п-352*	5	11.3	4.92	8.63	11.97	14.56
п-353	15	–	–			
п-355*	6	8.8	5.38	5.64	11.14	8.65

Примечание. Определение Ag проводилось приближенно-количественным атомно-эмиссионным методом (способ испарения из канала электрода). Аналитик: А.А. Нестерова.

2.2. Особенности распределения Hg, Sb, As, Cu, Pb и Zn

Как было сказано выше – Hg, Sb, As, Cu, Pb и Zn, наряду с главными – Au и Ag, являются основными типоморфными элементами-индикаторами золото-серебряного оруденения. При изучении особенностей распределения и уровней содержания элементов в аллювиальных отложениях, сформированных водотоками I-II порядка, дренирующих золото-серебряные зоны месторождения, также были установлены аномальные концентрации всех этих элементов. Hg, Sb, As, Cu, Pb и Zn, также как в вулканогенных золото-серебряных рудах и связанных с ними эндогенных АГХП, в ЛПР являются основными сопутствующими золоту и серебру элементами-индикаторами, т.е. основной состав ЛПР в целом идентичен составу вулканогенных золото-серебряных руд.

Ртуть (элемент № 80) – единственный металл на Земле жидкий в обычных условиях. Элемент имеет шесть электронных оболочек с двумя валентными электронами на внешней. Hg проявляет валентность +2, хотя в соединении Hg₂O предполагалась валентность +1. Оказалось, что атомы Hg связаны одной валентностью с кислородом, а второй друг с другом, как углеродные атомы в углеводородах.

У ртути семь стабильных изотопов (от ¹¹⁶Hg до ¹²⁴Hg) различной распространенности и ряд короткоживущих радионуклидов. Геохимически Hg схожа по свойствам с Cd, Zn, Ag, Au, Tl. Она имеет самый высокий потенциал ионизации и самые низкие температуру плавления (-38 °C), энергию диссоциации галогенидов, сульфидов и оксидов и удельную теплоемкость. Поэтому Hg резко отличается от других металлов и близка к инертным газам, т.е. индифферентна к окислителям и взаимодействует с кислородом только вблизи температуры кипения (Михайленко, 1966).

По результатам съемки масштаба 1:50000 (Макшаков, 2010) установлено, что для месторождения Дукач характерно увеличение контрастности АГХП до 0.05-0.5 г/т (КК=10-100) по сравнению с расположенными рядом другими объектами. Такие различия в концентрациях Hg обусловлены, по-видимому, уровнем эрозионного среза

рудных зон. В ранее опубликованных работах (Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова, 2010) было показано, что одним из элементов-индикаторов Au-Ag оруденения, характеризующим верхнерудные и среднерудные горизонты Дукатского месторождения является Hg.

Для Hg, так же, как и для главных и ряда сопутствующих элементов-индикаторов оруденения, характерна та же тенденция, хотя и менее отчетливая: наиболее высокие концентрации были установлены в аллювиальных отложениях головной части потока. Максимальные концентрации приурочены к мелкой фракции аллювиального материала и установлены в головной части потока (0.165 г/т). В то же время, достаточно высокие содержания Hg (до 0.110 г/т) устойчиво проявлены и в шлейфе потока (табл. 9).

Таблица 9. Концентрация Hg (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большеобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	0.125	0.158	0.125	0.057	1.9	<u>1-16</u> 8.5 (2)
625*	0.090	0.101	0.034	0.032	<u>0.5-2.3</u> 1.4 (2)	<u>5</u> 5 (2)
630*	0.098	0.067	0.021	0.029	0.029	2.7
629*	0.165	0.90	0.025	0.035	0.050	5.0
633	0.150	–	–			
632	0.067	–	–			
631*	0.080	0.088	0.024	0.040	1.9	5.0
623	0.067	–	–			
622	0.055	–	–			
634	0.090	–	–			
621	0.110	–	–			
636	0.110	–	–			
635	0.085	–	–			
628*	0.110	0.094	0.028	0.024	1.0	2.8
627	0.100	–	–			
620*	0.090	0.080	0.026	0.026	1.9	2.7
п-351	0.067	–	–			
п-352*	0.090	0.096	0.018	0.025	2.2	4.0
п-353	0.105	–	–			
п-355*	0.075	0.078	0.010	0.028	1.9	4.0

Примечание. Определение содержания Hg проводилось атомно-абсорбционным методом. Аналитики: Л.Д. Андрулайтис, О.С. Рязанцева, Е.В. Матвеева.

Как и для главных элементов-индикаторов, повышенные содержания в мелкой фракции характерны для Hg, если в крупной фракции концентрация Hg ниже предела обнаружения метода, то во фракции -0.25 мм может достигать 16 г/т.

Особенности распределения Hg в ЛПП (низкие содержания по сравнению с рудами, значительная протяженность, существенное преобладание сорбционной составляющей) можно объяснить неустойчивостью соединений Hg в гипергенных условиях и относительно широко проявленными здесь процессами хемосорбции. Вопреки традиционной точке зрения, что основную роль при формировании ЛПП в условиях зон криолитогенеза играет физическое выветривание, ранее было показано, что процессы хемосорбции широко проявлены и при формировании ЛПП таких главных элементов, как Au и Ag (Кравцова и др., 2010).

Сурьма (элемент № 51) с массовым числом 121.75 относится к p-элементам. Из пяти электронных оболочек две имеют вакансии. На внешней оболочке находится пять электронов: три неспаренных p-электрона, которые и придают ей устойчивую валентность +3, и два спаренных s-электрона, вступающих в связь с большей затратой энергии. Таким образом, у Sb, как и у соседей по V группе, может быть три валентности: +3, +5 и -3.

Свойства Sb можно отнести и к металлическим, и к неметаллическим. Серая сурьма (распространенная ее модификация, в отличие от желтой и черной сурьмы) выглядит как серо-белый металл, умеренно твердый и исключительно хрупкий. Электричество и тепло она проводит намного хуже настоящих металлов (Михайленко, 1966). Сурьма легко окисляется до Sb_2O_3 , но с водой образует не кислоту, а слабое основание – $Sb(OH)_3$. Зато ее высший оксид Sb_2O_6 имеет кислотные свойства и превращается в сурьмяную кислоту H_3SbO_4 . Еще один оксид сурьмы Sb_2O_4 содержит сразу трех- и пентавалентную сурьму и является самым устойчивым. Именно с этим связано широкое распространение оксидов Sb в зоне гипергенеза Дукатского месторождения.

В связи с низким пределом обнаружения сурьмы методом СПКА на исследуемой площади выявлены АГХП только высокой контрастности (30-70 г/т, КК=150-350), которые имеют локальное распространение.

Для распределения сурьмы в аллювиальных отложениях рч. Чайка и Искра соблюдаются описанные выше основные закономерности распределения содержаний главных и ряда сопутствующих элементов-индикаторов в потоке (табл. 10).

Таблица 10. Концентрация Sb (г/т) в рядовых геохимических и минералогическо-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	6.6	160	20.94-36.10	45.11-49.10	48.13-67.01	58.97-71.03
			31.71 (4)	47.11 (2)	57.71 (3)	63.67 (3)
625*	1.3	40	1.78-5.84	7.22-11.84	11.22-12.52	10.64-17.82
			4.31 (4)	9.53 (2)	11.96 (3)	14.44 (4)
630*	< 1.0	2.1	3.62	5.26	7.22	13.10
629*	20.7	25	7.68	11.26	18.29	22.01
633	16.1	–	–			
632	17.3	–	–			
631*	11.9	–	4.0	7.37	9.73	14.39
623	< 1.0	–	–			
622	3.4	–	–			
634	10.9	–	–			
621	10.3	–	–			
636	7.0	–	–			
635	9.4	–	–			
628*	10.0	13	4.12	5.77	8.09	11.46
627	10.0	–	–			
620*	14.3	17	5.27	4.9	7.45	14.91
п-351	6.1	–	–			
п-352*	12.4	14.1	3.26	4.37	5.42	10.23
п-353	8.6	–	–			
п-355*	7.9	11	3.76	3.75	6.85	7.88

Примечание. Определение содержания Sb проводилось методом прямого атомно-абсорбционного определения. Аналитик: С. С. Воробьева

Так наиболее высокие концентрации связаны с мелкой фракцией и с головной частью потока, таким образом, максимальное содержание Sb (71.03 г/т) установлено в большеобъемной пробе 624-ПР во фракции -0.25 мм, в то время как во фракции + 2 концентрация Sb составила 20.94 г/т. По мере движения потока происходит разубоживание материала, содержание сурьмы снижается до 7.88 г/т (п-355-ПР) в мелкой фракции и 3.76 г/т – в крупной. В пробе 629-ПР, наблюдается незначительное повышение до 22.01 г/т, скорее всего это связано с дополнительным привнесением материала.

При сравнении содержаний в рядовых пробах и большеобъемных минералого-геохимических пробах повышенные концентрации так же установлены в последних. Содержания между рядовой и большеобъемной пробой изменяются в значительных интервалах – от 6.6 (624) до 160 г/т (624-ПР).

Мышьяк (элемент № 33) представляет собой серебристо-серое или белое вещество с металлическим блеском на изломе. На воздухе он быстро тускнеет, а при температуре 600 °С возгоняется, не плавясь. Это единственный металл, у которого температура кипения ниже температуры плавления при атмосферном давлении. Это редкий р-элемент, полуметалл, состоит из одного стабильного изотопа ^{75}As и трех токсичных короткоживущих радионуклидов (^{73}As , ^{74}As , ^{76}As). Он расположен в V группе таблицы под неметаллом фосфором и начинает триаду полуметаллов – As, Sb, Bi, в которой постепенно нарастают металлические свойства. Мышьяк существует в трех формах: серый (металлический) имеет слоистую структуру и является проводником, желтый As близок к белому фосфору, он диэлектрик, третья форма – аморфная, неустойчивая (Михайленко, 1966).

Мышьяк, склонен к образованию цепей, имеет три устойчивые валентности: -3, +3, +5 и занимает промежуточное положение между катионо- и анионогенными атмо- и гидрофильными элементами и металлами. Это обусловлено высокой летучестью AsH_3 , AsCl_3 , AsF_3 , As_2O_3 и растворимостью As_2O_3 в воде. Это халькогидрофильный элемент. Именно эти свойства и объясняют тот факт, что при

широком распространении минералов As (прусит, As-содержащие сульфиды) в рудах, широких контрастных ЛПР As (содержания до 1000 г/т и более) на площади Дукатского месторождения, собственные минеральные формы в аллювиальных отложениях ручьев практически полностью отсутствуют. Вероятнее всего подобное поведение As в ЛПР, можно объяснить неустойчивостью соединений As, переходящих в гипергенных условиях в легко подвижные водорастворимые формы. В природных водах соединения мышьяка находятся обычно в растворенном и взвешенном состоянии, соотношение между которыми определяется химическим составом воды и значениями pH. В растворенной форме мышьяк встречается в +3-х и +5-тивалентной форме, главным образом в виде анионов. Основными формами мышьяка являются: арсенит As^{+3} , арсенат As^{+5} , мышьяковистые кислоты – H_3AsO_3 , $H_2AsO_3^-$, $HAsO_3^{2-}$, мышьяковые кислоты – H_3AsO_4 , $H_2AsO_4^-$, $HAsO_4^{2-}$, в зависимости от pH водной среды. Предположительно именно в виде этих водорастворимых формы As находится и в потоках. Определенно необходимы более подробные исследования по их изучению, но это является темой самостоятельных исследований.

Мышьяк является одним из важнейших типоморфных элементов-индикаторов Au-Ag оруденения. На протяжении всего потока он проявлен практически равномерно, с изменением концентрации в интервале 10-60. Однако выделяются точки 632 и п-351 с содержанием 100 г/т и п-352 – 200 г/т. В мелкой фракции также концентрация As выше, относительно крупной (**таб. 11**).

Для As происходит «смазывание» общей тенденции о преобладании высоких концентраций в большеобъемных минералого-геохимических пробах. В исследуемых рядовых геохимических пробах, отобранных из ручьев Чайка-Искра содержания As достигают 200 г/т (КК=100), в то время, как в большеобъемных пробах не превышают 119 г/т. Например, в рядовой пробе п-352 установленное содержание составило 200 г/т, а в аналогичной большеобъемной пробе даже в мелкой фракции не превысило 50 г/т.

Для распределения As между фракциями в большеобъемных пробах в целом картина не меняется по сравнению с большинством элементов индикаторов, также при уменьшении фракции, содержание снижается. В

отдельных пробах содержания между фракциями могут отличаться на порядок (629 и п-355).

Таблица 11. Концентрация As (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	40.0	65	63	73	66	74
625*	20.0	28	33	36	45	42
630*	30.0	35	14	19	33	46
629*	40.0	82	10	49	56	110
633	30.0	–	–			
632	100.0	–	–			
631*	30.0	47	16	20	31	64
623	10.0	–	–			
622	< 10.0	–	–			
634	30.0	–	–			
621	10.0	–	–			
636	30.0	–	–			
635	30.0	–	–			
628*	30.0	24	8	20	19	35
627	40.0	–	–			
620*	20.0	38	10	17	30	39
п-351	100.0	–	–			
п-352*	200.0	56	12	22	29	50
п-353	60.0	–	–			
п-355*	40.0	119	17	33	53	100

Примечание. Здесь и в табл. 12-18 определение содержаний элементов проводились методом спектрального приближенно-количественного атомно-эмиссионного анализа. Аналитики: З.М. Смоляк, В.Н. Мельничук, В.А. Кишечникова. Большеобъемные пробы анализировались методом количественного атомно-эмиссионного спектрального анализа путем полного испарения материала из канала угольного электрода. Аналитик: А.А. Нестерова. В 2009 и 2011 гг. проведен контроль методом прямого количественного атомно-эмиссионного спектрального анализа по способу вдувания-просыпки. Аналитики: И.Е. Васильева, Е.В. Шабанова, С.С. Воробьева.

Медь (элемент № 29) – нечетный-четный металл, ковкий, достаточно мягкий, второй по тепло- и электропроводности после серебра. У него четыре электронные оболочки с одним валентным электроном на внешней. Кроме того, медь может быть и двухвалентной, и самородной. Медь возглавляет группу халькофильных элементов, в которую входит еще 21 элемент, включая S.

Медь имеет два стабильных изотопа – ^{63}Cu (69,09 %) и ^{65}Cu (30,91 %) и два радионуклида. Геохимически медь близка к Fe, Co, Ni, Zn, Pd, Ag, по потенциалам ионизации – к Mn, Ag, Ni. Легко переносится в соединениях с Cl, хуже со F. Температура плавления 1083 °C. В воде легко растворимы медный купорос CuSO_4 и CuCl_2 , нерастворимы – карбонаты и фосфаты. В водных растворах Cu^+ проявляет основные, а Cu^{2+} – амфотерные свойства (Михайленко, 1966; Макрыгина, 2011). В целом на месторождении Дукат АГХП меди проявлены весьма интенсивно. АГХП Cu наибольшей контрастности (300-500 г/т, КК=30-50) установлены в центральной части месторождения и в верховьях ручья Чайка, ниже по течению обнаружены поля меньшей интенсивности (100-300 г/т, КК=10-30).

Распределение Cu как в потоке, так и между фракциями четко согласуется с описанными выше закономерностями. По мере уменьшения фракции содержания увеличиваются, по мере продвижения по потоку – снижаются (**табл. 12**). Максимум содержания установлен в пробе 624-ПР во фракции -0.25 мм (560 г/т), минимум – 37 г/т в пробе п-355-ПР во фракции +2 мм. Для рядовых геохимических проб разубоживание в целом по мере продвижения потока выражено слабо. Если в пробе 624 содержание Cu достигает 200 г/т, то в пробе п-355 – 150 г/т, при том, что в пробе 633 зафиксирован резкий скачок Cu – 1000 г/т. В то время как в большеобъемных пробах этот процесс проявлен гораздо ярче, наблюдается четкая связь между высокими значениями этого элемента в головной части потока и низкими в шлейфовой. Но, кроме того, для Cu АГХП, установленные по рядовым геохимическим пробам оказались более контрастными, чем по большеобъемным минералого-геохимическим.

Свинец (элемент № 82) имеет шесть электронных оболочек: 2-8-18-32-18-4. Четыре оболочки заполнены, две с вакансиями, на внешней – четыре валентных электрона. У свинца может быть валентность II и IV. Он не реагирует с водой, неорганическими кислотами, серной и соляной, кислотоупорен, но легко растворяется в слабых органических кислотах, муравьиной и уксусной, образуя растворимые соли, также токсичные.

Таблица 12. Концентрация Cu (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	200	490	$\frac{110-170}{164} / \frac{220}{5}$	$\frac{210}{230} / \frac{270}{3}$	$\frac{220-230}{260} / \frac{360}{4}$	$\frac{320-460}{426} / \frac{560}{5}$
625*	500	120	$\frac{47-58}{75} / \frac{160}{5}$	$\frac{80-81}{94} / \frac{120}{3}$	$\frac{100-120}{135} / \frac{210}{4}$	$\frac{140-220}{180} / \frac{200}{5}$
630*	200	160	$\frac{64}{76} / \frac{88}{2}$	$\frac{57}{71} / \frac{84}{2}$	$\frac{64}{82} / \frac{100}{2}$	$\frac{110}{150} / \frac{190}{2}$
629*	400	310	$\frac{120}{140} / \frac{160}{2}$	$\frac{140}{165} / \frac{190}{2}$	$\frac{120}{140} / \frac{160}{2}$	$\frac{270}{335} / \frac{400}{2}$
633	1000	–	–			
632	150	–	–			
631*	150	200	$\frac{100}{120} / \frac{140}{2}$	$\frac{140}{165} / \frac{190}{2}$	$\frac{180}{250} / \frac{320}{2}$	$\frac{260}{330} / \frac{400}{2}$
623	500	–	–			
622	500	–	–			
634	200	–	–			
621	300	–	–			
636	60	–	–			
635	200	–	–			
628*	300	60	$\frac{81}{76} / \frac{60}{3} / \frac{88}{3}$	$\frac{64}{73} / \frac{60}{3} / \frac{95}{3}$	$\frac{95}{92} / \frac{60}{3} / \frac{120}{3}$	$\frac{170}{157} / \frac{100}{3} / \frac{200}{3}$
627	500	–	–			
620*	400	60	$\frac{45}{53} / \frac{61}{2}$	$\frac{110}{125} / \frac{140}{2}$	$\frac{120}{150} / \frac{180}{2}$	$\frac{210}{260} / \frac{310}{2}$
п-351	100	–	–			
п-352*	150	60	$\frac{50}{60} / \frac{70}{2}$	$\frac{74}{87} / \frac{100}{2}$	$\frac{110}{135} / \frac{160}{2}$	$\frac{150}{215} / \frac{280}{2}$
п-353	200	–	–			
п-355*	150	50	$\frac{28}{33} / \frac{37}{2}$	$\frac{42}{55} / \frac{67}{2}$	$\frac{62}{86} / \frac{110}{2}$	$\frac{88}{119} / \frac{150}{2}$

Свинец типичный металл, обладающий халькофильными свойствами. Литофильность этого элемента улавливается только в изверженных породах, где Pb рассеивается в калиевых минералах, благодаря близости радиусов калия и двухвалентного свинца, по схеме гетеровалентного изоморфизма: $K^+ + Si^{4+} \leftarrow Pb^{2+} + Al^{3+}$. Главный минерал Pb и его руда – галенит PbS, также он входит в состав сульфосолей; в зоне окисления месторождений образуются

карбонат свинца $PbCO_3$ и его гидраты. Как и другие элементы IV группы, он склонен к образованию металлоорганических соединений (Михайленко, 1966; Макрыгина, 2011).

На исследуемой площади свинец образует широко распространенные потоки рассеяния. По данным А.С. Макшакова (2010) концентрации Pb в ЛПР изменяются в очень широких пределах – от 10 г/т и менее до 5000 г/т. Для площади Дукатского месторождения характерны значительные по размерам АГХП Pb (500-2000 г/т, КК=50-200). В ЛПР исследуемого участка в рядовых геохимических пробах установлены содержания Pb до 5000 г/т (КК=500).

Распределение Pb как в потоке, так и во фракциях, ничем не отличается от распределения остальных элементов-индикаторов (табл. 13). Для него также характерно концентрирование в мелкой фракции, также происходит снижение концентраций в шлейфовой части потока, а в 629 пробе содержание резко увеличивается. Максимальная концентрация Pb во фракции -0.25 мм установлена в пробе 624-ПР (1900 г/т), в шлейфе потока содержания снижаются до 950 г/т (проба п-355-ПР). Наибольшие концентрации Pb связаны именно с большеобъемными минералого-геохимическими пробами, а, следовательно, и АГХП Pb, установленные с их помощью, являются более яркими.

Для Pb характерна та же ситуация, как и для Zn, когда аномально высокие содержания являются результатом наложения полиметаллической минерализации и дренирования ручьями зон рассеянной сульфидной минерализации.

Цинк (элемент № 30) – довольно распространенный цветной d-металл. Имеет пять стабильных изотопов – ^{64}Zn (48,89 %), ^{66}Zn (27,81), ^{67}Zn (4,11), ^{68}Zn (16,56), ^{70}Zn (0,62 %) и три радионуклида. Он более всего близок по свойствам к Fe, Cu, Cd. Имеет три заполненные электронные оболочки и внешнюю с двумя валентными электронами. Цинк отличается от остальных d-металлов низкими температурами плавления (419 °С) и кипения (906 °С), что сближает

его с р-элементами. В то же время благодаря высокому энтропийному эффекту Zn, как Cd и Hg, легко переходит в одноатомное газообразное состояние. С этим связаны сложности его выплавления из руд. Он имеет постоянную валентность +2 и тетраэдрическую координацию в сульфидах, оксидах и гидратах, главных соединениях Zn (Михайленко, 1966).

Таблица 13. Концентрация Pb (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	1000	5000	<u>940-1500</u> 1285 (4)	<u>1400-1500</u> 1450 (2)	<u>1300-1500</u> 1367 (3)	<u>1600-1900</u> 1725 (4)
625*	2000	5000	<u>510-860</u> 695 (4)	<u>1200-1300</u> 1250 (2)	<u>600-1300</u> 1033 (3)	<u>1200-1400</u> 1325 (4)
630*	4000	3000	<u>300</u> 300 (1)	<u>450</u> 450 (1)	<u>790</u> 790 (1)	<u>940</u> 940 (1)
629*	5000	5000	<u>330</u> 330 (1)	<u>1400</u> 1400 (1)	<u>1600</u> 1600 (1)	<u>1700</u> 1700 (1)
633	5000	–	–			
632	100	–	–			
631*	2000	3000	<u>370</u> 370 (1)	<u>930</u> 930 (1)	<u>950</u> 950 (1)	<u>1400</u> 1400 (1)
623	1500	–	–			
622	40	–	–			
634	1000	–	–			
621	500	–	–			
636	500	–	–			
635	500	–	–			
628*	1500	2000	<u>360</u> 360 (1)	<u>280</u> 280 (1)	<u>5001</u> 500 (1)	<u>990</u> 990 (1)
627	2000	–	–			
620*	500	1500	<u>190</u> 190 (1)	<u>610</u> 610 (1)	<u>760</u> 760 (1)	<u>1300</u> 1300 (1)
п-351	1000	–	–			
п-352*	2000	1500	<u>220</u> 220 (1)	<u>300</u> 300 (1)	<u>820</u> 820 (1)	<u>1300</u> 1300 (1)
п-353	2000	–	–			
п-355*	1000	1000	<u>170</u> 170 (1)	<u>260</u> 260 (1)	<u>790</u> 790 (1)	<u>950</u> 950 (1)

По данным съемки масштаба 1:50000 на площади Дукатского месторождения довольно широко развиты ЛПР Zn. Наиболее контрастные АГХП Zn приурочены к южной части площади Au-Ag месторождения Дукат и участку Чайка. В рядовых геохимических пробах в пределах исследуемого участка содержания Zn в головной части потока не превышают 1000 г/т. Для цинка сохраняется закономерность распределения содержаний между фракциями (табл. 14). Максимумы его концентраций связаны с мелкой (-0.25 мм), минимумы с крупной (+2 мм) фракциями.

Таблица 14. Концентрация Zn (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	1000	2000	<u>280-320 / 340</u> 300 (5)	<u>310-360 / 360</u> 343 (3)	<u>300-400 / 510</u> 393 (4)	<u>400-570 / 740</u> 538 (5)
625*	1000	3000	<u>440-720 / 5200</u> 1524 (5)	<u>1000-1200/3000</u> 1733 (3)	<u>1000-1400/6800</u> 2600 (4)	<u>1600-2600/6900</u> 3020 (5)
630*	300	5000	<u>250 / 300</u> 275 (2)	<u>320 / 620</u> 470 (2)	<u>480 / 1100</u> 790 (2)	<u>820 / 2800</u> 1810 (2)
629*	800	5000	<u>380 / 430</u> 405 (2)	<u>670 / 1300</u> 985 (2)	<u>760 / 2600</u> 1680 (2)	<u>1600 / 4000</u> 2800 (3)
633	400	–	–			
632	150	–	–			
631*	300	300	<u>420 / 410</u> 415 (2)	<u>490 / 690</u> 590 (2)	<u>490 / 1300</u> 895 (2)	<u>800 / 1800</u> 1300 (2)
623	800	–	–			
622	800	–	–			
634	300	–	–			
621	300	–	–			
636	400	–	–			
635	300	–	–			
628*	300	300	<u>440 / 470</u> 455 (2)	<u>450 / 490</u> 470 (2)	<u>520 / 790</u> 655 (2)	<u>700 / 1300</u> 1000 (2)
627	500	–	–			
620*	300	300	<u>360 / 360</u> 360 (2)	<u>520 / 800</u> 660 (2)	<u>590 / 1100</u> 845 (2)	<u>790 / 2000</u> 1395 (2)
п-351	500	–	–			
п-352*	500	300	<u>360 / 590</u> 475 (2)	<u>380 / 580</u> 480 (4)	<u>580 / 1000</u> 790 (2)	<u>590 / 1900</u> 1245 (2)
п-353	500	–	–			
п-355*	400	300	<u>450 / 540</u> 495 (2)	<u>410 / 680</u> 545 (2)	<u>410 / 1400</u> 905 (2)	<u>780 / 2400</u> 1590 (2)

Говоря о распределении в потоке, видно, для Zn подтверждается утверждение о связи повышенных уровней концентраций с головной частью ручьев с постепенным снижением по мере перемещения материала. Наблюдается характерное повышение в пробе 629, причем как в рядовой геохимической пробе, так и в большеобъемной. В большеобъемных минералого-геохимических пробах установленные содержания возрастают до 5000 г/т в головной части потока (пробы 629-ПП и 630-ПП). Для Zn сохраняется тенденция повышенных содержаний в минералого-геохимических большеобъемных пробах, по сравнению с рядовыми геохимическими.

При сопоставлении наибольшие содержания отмечаются в мелкой фракции. Однако если сравнивать между собой одну и ту же фракцию, но в разных пробах, то видно, что по мере продвижения потока, содержания достаточно выдержаны и изменяются довольно слабо.

Как отмечалось в главе 1, высокие содержания Zn, установленные в рыхлых отложениях ЛПП, не характерны для вулканогенных руд. Нетипично высокий Zn является результатом телескопирования на средне- и верхнерудных горизонтах. То же самое, касается и ЛПП. Здесь аномально высокие концентрации могут объясняться еще и тем, что водные потоки размывают не только Au-Ag руды, но и зоны рассеянной сульфидной минерализации.

2.3. Особенности распределения Mo, W, Sn, Bi, Mn

В ЛПП уч. Чайка были установлены «чужеродные» сопутствующие элементы Mo, W, Sn, Mn, Bi, в основном, не относящиеся к Au-Ag минерализации, а связанные с процессами выветривания вмещающих пород и участками более поздней минерализации, образующих аномалии зачастую с Au-Ag рудами не связанные.

Молибден (элемент №42) имеет 5 электронных оболочек: 2-8-18-13-1. На последних двух есть вакансии. Валентным у молибдена может быть один электрон на внешней орбите и пять – с четвертой оболочки. Это d-элемент, настоящий металл, в отличие от неметаллов и полуметаллов из

подгруппы VIa. Молибден имеет 7 стабильных изотопов и большое число радиоизотопов. Находится в VI группе и проявляет сходство с Cr, W, Re (Михайленко, 1966; Макрыгина, 2011).

Молибден как малораспространенный металл связан только с редкометалльной минерализацией, а, следовательно, как элемент не характерный для изученной площади в связи с практически полным отсутствием выходов редкометалльной минерализации, в аллювиальных отложениях проявлен весьма слабо.

На площади месторождения почти повсеместным развитием пользуются слабоконтрастные АГХП Мо с содержанием 3-10 г/т (КК=3-10). В аллювиальных отложениях ручьев, дренирующих водораздел с промышленными зонами и жилами по данным рядовых геохимических проб в распределении по потоку наблюдается закономерность обратная той, что была выявлена для большинства элементов-индикаторов (табл. 15).

Видно, что в головной части потока содержания Мо в среднем составляют около 3 г/т, в шлейфе же они возрастают до 9 г/т (проба п-351) со средним содержанием около 5.5 г/т. В большеобъемных минералогеохимических пробах же содержания очень близки – около 4 г/т как в головной части потока, так и в шлейфовой. Значительных изменений уровня концентраций Мо по потоку не установлено и в большеобъемных пробах в пределах одной фракции, так, например, во фракции $-1.0 \div +0.25$ мм содержания Мо на протяжении всего потока в среднем составляют примерно 4 г/т. Во фракциях же, наблюдается общая для большинства элементов-индикаторов оруденения закономерность – в крупной фракции содержания ниже, в мелкой же возрастают, но незначительно.

Естественно, что по мере удаления от Au-Ag рудных тел, проявляются и другие типы минерализации, таким образом, ниже по потоку могут размываться выходы Sn-редкометалльной минерализации, вероятнее всего именно этим и объясняется такое изменение содержаний Мо в аллювиальных отложениях ручьев Чайка и Искра.

Таблица 15. Концентрация Мо (г/т) в рядовых геохимических и минералогическо-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	2.5	3.3	<u>1.7-2.4(4)</u> 2.65	<u>3.1-4.4(2)</u> 2.65	<u>2.8-5.2(3)</u> 3.63	<u>3.1-4.6(4)</u> 3.75
625*	3.5	3.8	<u>2.1-5.3(4)</u> 3.1	<u>3-4(2)</u> 3.5	<u>3.2-5.1(3)</u> 4.1	<u>3.2-5.2(5)</u> 4.12
630*	3.0	6.6	<u>1.3-2.6(2)</u> 1.95	<u>2.7-4(2)</u> 3.35	<u>2.2-3.6(2)</u> 2.9	<u>3.0-5.2(2)</u> 4.1
629*	2.9	3.8	<u>2.2-2.4(2)</u> 2.3	<u>3.0-3.9(2)</u> 4.5	<u>3.9-4.7(2)</u> 4.3	<u>3.0-5.3(2)</u> 4.15
633	3.8	–	–			
632	2.4	–	–			
631*	3.4	3.6	<u>1.7-2.2(2)</u> 1.95	<u>3.0-3.8(2)</u> 3.4	<u>2.1-4.4(2)</u> 3.25	<u>3.5-5.5(2)</u> 4.5
623	8.3	–	–			
622	1.9	–	–			
634	5.5	–	–			
621	3.2	–	–			
636	3.7	–	–			
635	4.6	–	–			
628*	4.6	3.4	<u>3.0-3.1(2)</u> 3.05	<u>1.7-3.6(2)</u> 2.65	<u>2.9-4.6(2)</u> 3.75	<u>4.1-4.8(2)</u> 4.45
627	4.1	–	–			
620*	3.2	3.2	1.5	1.7	3.4	3.7
п-351	9.0	–	–			
п-352*	7.4	4.5	2.6	2.6	3.5	3.4
п-353	5.5	–	–			
п-355*	4.9	4.4	1.4	3.1	3.7	3.6

Вольфрам (элемент № 74) элемент V группы, является малораспространенным 5d-металлом. Имеет 5 изотопов и 6 короткоживущих радионуклидов. Сходен по своим химическим свойствам с Мо, имеет кристаллохимическое родство с Nb и Ti. Как металл проявляет сходство с Fe. Температура кипения составляет 6690 °С, плавления – 3387 °С. Валентность в оксидах и кислоте +6, в галогенидах и сульфидах – +4, реже +2.

Вольфрам имеет высокую коррозионную стойкость: при комнатной температуре не изменяется на воздухе; при температуре красного каления медленно окисляется в оксид W. Вольфрам в ряду напряжений стоит сразу после водорода и в соляной, разбавленной серной и плавиковой кислотах почти не растворим. В азотной кислоте и царской водке окисляется с поверхности, по трещинам и ослабленным зонам. Легко растворяется в смеси азотной и плавиковой кислот. Реагирует с расплавленными щелочами в присутствии окислителей. Поначалу, данные реакции идут медленно, однако при достижении 400 °С (500 °С для реакции с участием кислорода) вольфрам начинает саморазогреваться, и реакция протекает достаточно бурно, с образованием большого количества тепла.

В смеси азотной и плавиковой кислоты растворяется, образуя гексафторвольфрамовую кислоту $H_2[WF_6]$. Из соединений вольфрама наибольшее значение имеют триоксид вольфрама (WO_3) или вольфрамовый ангидрид, вольфраматы, перекисные соединения с общей формулой Me_2WO_x , а также соединения с галогенами, серой и углеродом. Вольфраматы склонны к образованию полимерных анионов, в том числе гетерополисоединений с включением других переходных металлов (Михайленко, 1966).

Вольфрам встречается в природе главным образом в виде окисленных сложных соединений, образованных трехокисью вольфрама WO_3 с оксидами железа и марганца или кальция, а иногда свинца, меди, тория и редкоземельных элементов (Макрыгина, 2011). Обычно вольфрамиты характеризуются высокими содержаниями таких примесей как Nb (0,4-1,6 %), Ta (0,08-0,56 %), Sc (0,05-0,20 %). На месторождении Дукат из W-содержащих минералов установлен штольцит ($PbWO_4$).

На месторождении Дукат редкометалльная минерализация проявлена весьма слабо, следовательно, W, как и Mo, не является типичным элементом для изученной площади и не образует АГХП. В

рыхлых отложениях ручьев Чайка и Искра содержания W не превышают 5 г/т (табл. 16), единственное резкое повышение установлено в рядовой пробе 632 (11.2 г/т).

Таблица 16. Концентрация W (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большеобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	3.5	3.2	$\frac{1.8-2.1(4)}{1.98}$	$\frac{2.2-2.7(2)}{2.45}$	$\frac{1.9-5.2(4)}{3.43}$	$\frac{2.1-3.8(4)}{2.78}$
625*	2.7	5.2	$\frac{2.2-3.5(4)}{2.88}$	$\frac{3.3-3.9(2)}{3.6}$	$\frac{3.0-4.5(2)}{3.6}$	$\frac{3.8-6.8(4)}{4.73}$
630*	4.4	3.9	$\frac{1.3-2.6(2)}{1.95}$	$\frac{2.7-4(2)}{3.35}$	$\frac{2.2-3.6(2)}{2.9}$	$\frac{3.0-5.2(2)}{4.1}$
629*	4.0	4.2	$\frac{2.2(1)}{2.2}$	$\frac{3.6(1)}{3.6}$	$\frac{3.8(1)}{3.8}$	$\frac{1.3(1)}{1.3}$
633	5.0	–	–			
632	11.2	–	–			
631*	6.3	3.6	$\frac{1.7-2.2(2)}{1.95}$	$\frac{3.0-3.8(2)}{3.4}$	$\frac{2.1-4.4(2)}{3.25}$	$\frac{3.5-5.5(2)}{4.5}$
623	3.1	–	–			
622	–	–	–			
634	4.3	–	–			
621	2.8	–	–			
636	2.9	–	–			
635	4.3	–	–			
628*	4.9	3.2	$\frac{3.0-3.1(2)}{3.05}$	$\frac{1.7-3.6(2)}{2.65}$	$\frac{2.9-4.6(2)}{3.75}$	$\frac{4.1-4.8(2)}{4.45}$
627	4.5	–	–			
620*	3.6	3.0	2.1	3.0	3.0	1.4
п-351	4.2	–	–			
п-352*	5.0	4.8	2.5	2.4	3.7	<0.8
п-353	4.7	–	–			
п-355*	3.8	4.7	2.7	2.8	3.7	5.7

По мере продвижения потока концентрации W в рядовых геохимических пробах колеблются в интервале 2,7-5,0 г/т, но без четкой закономерности с местом отбора проб относительно частей потока. В шлейфовой части едва заметно крайне слабое возрастание концентраций W в среднем до 4,5-4,7 г/т. В большеобъемных пробах же содержания W немного ниже, чем в рядовых пробах и здесь также просматривается крайне слабое увеличение концентрации в шлейфе потока. В различных фракциях закономерности между изменениями содержаний W и местом отбора материала относительно частей потока не выявлено вовсе. Но в пределах одной пробы по мере снижения размерности частиц четко прослеживается увеличение и концентрации этого элемента.

Олово (элемент №50) находится в IV группе, имеет 5 электронных оболочек, 3 заполненные и 2 с вакансиями, на внешней оболочке 4 валентных электрона. Валентность от окислительно-восстановительных условий может изменяться +4 и +2 (Михайленко, 1966). Существует 10 природных изотопов и 10 короткоживущих, полученных искусственным путем. Является типичным литофильным элементом и накапливается в кислых породах, в редкометалльных гранитах и связанных с ними пегматитах (Макрыгина, 2011). В рудах месторождения Дукат Sn представлено станнином (Cu_2FeSnS_4).

Для всех элементов IV группы свойственно образование элементоорганических соединений. Такие соединения всегда состоят из металла и углеводородного радикала, кроме них может присутствовать галоген. Такие соединения очень редки в природе, и очень легко окисляются.

Олово в пределах месторождения Дукат образует низкоконтрастные поля (6-20 г/т, КК=3-10), которые широко распространены по всей площади и выявлены по многим водотокам. В пределах исследуемого участка по водотокам Чайка и Искра распространены низкоконтрастные АГХП (до 20 г/т, **табл. 17**).

По рядовым геохимическим пробам видно повышение содержаний в шлейфовой части потока, что связано, по-видимому, с выходом Ag- или, что более вероятно, Sn-редкометалльной минерализации на его флангах. Та же

закономерность выявлена и для большеобъемных минералого-геохимических проб. В шлейфовой части содержания Sn возрастают до 65 г/т (п-355ПР).

Таблица 17. Концентрация Sn (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большеобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	5.7	12	$\frac{6-20(8)}{9}$	$\frac{9.4-20(4)}{14.85}$	$\frac{8.3-20(6)}{14.58}$	$\frac{9.5-30(8)}{19.56}$
625*	7.5	9.9	$\frac{6.7-20(8)}{13.04}$	$\frac{11-20(4)}{15.5}$	$\frac{10-20(6)}{15.33}$	$\frac{10-20(8)}{13.71}$
630*	8.7	11	$\frac{7.9-20(2)}{13.95}$	$\frac{10-20(2)}{15}$	$\frac{9.7-10(2)}{9.85}$	$\frac{11-20(2)}{15.5}$
629*	10	9.3	$\frac{13-20(2)}{16.5}$	$\frac{11-20(20)}{15.5}$	$\frac{12-20(2)}{16}$	$\frac{12-20(2)}{16}$
633	15	–	–			
632	8.6	–	–			
631*	9.1	10	$\frac{9-10(2)}{9.5}$	$\frac{10-20(2)}{15}$	$\frac{9.2-20(2)}{14.6}$	$\frac{14-20(2)}{17}$
623	10	–	–			
622	5.9	–	–			
634	9.5	–	–			
621	10	–	–			
636	9.2	–	–			
635	10	–	–			
628*	13	13	$\frac{12-20(2)}{16}$	$\frac{8.6-20(2)}{14.3}$	$\frac{12-20(2)}{16}$	$\frac{10-13(2)}{11.5}$
627	9.6	–	–			
620*	9.5	8.6	$\frac{9.6-20(2)}{14.8}$	$\frac{12-20(2)}{16}$	$\frac{12-20(2)}{16}$	$\frac{10-13(2)}{11.5}$
п-351	19	–	–			
п-352*	18	14	$\frac{11-20(2)}{15.5}$	$\frac{9.4-20(2)}{14.7}$	$\frac{14-20(2)}{17.0}$	$\frac{8-12(2)}{10.0}$
п-353	16	–	–			
п-355*	23	65	$\frac{12-20(2)}{16}$	$\frac{9.5-20(2)}{14.75}$	$\frac{14-30(2)}{22}$	$\frac{10-12(2)}{11}$

Кроме того, в большеобъемных пробах четкой закономерности между размерностью частиц и изменением содержаний не выявлено. Так, например, в

пробе 624-ПП по мере уменьшения фракций концентрации Sn изменяется от 9 до 19.56 г/т, в то время как в пробе идущей следом (625-ПП) в крупной и мелкой фракциях содержания близки, а в средних повышаются.

Еще одно отличие в распределении олова. Выделяется ряд проб, в основном в шлейфовой части потока, где в крупной фракции концентрации олова выше, чем в мелкой.

Марганец (элемент № 25) широко распространен в природе в виде различных минеральных соединения. Имеет 1 стабильный изотоп и 3 радиоизотопа. Близок по свойствам с Fe и тесно связан с ним в связи с соседством по группе. Валентность Mn значительно изменчива – +2, +3, +4, +5 и +7 (Михайленко, 1966). С изменением валентности изменяется и поведение элемента. Так Mn^{2+} характерен для экзо- и эндогенных обстановок и более устойчив, чем Fe^{2+} , в свою очередь Mn^{4+} встречается только в экзогенных условиях. Mn химически очень активен и выступает в роли регулятора окислительно-восстановительных реакций в геохимических процессах (Макрыгина, 2011).

Геохимическое сродство Mn и Fe установлено и в рыхлых аллювиальных отложениях изучаемых водотоков, дренирующих рудные зоны Дукатского месторождения. Здесь наибольшим распространением пользуются именно оксиды и гидроксиды Mn и Fe, отличаются по степени окисления и по морфологии выделений, чаще всего находятся в сростках с нерудной кварц-полевошпатовой составляющей аллювия.

Минералов Mn насчитывает более 300, на месторождении Дукат распространены гаусманит (Mn_3O_4), пиролюзит (MnO_2), псиломелан ($mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$), коронадит ($Pb_4 + 2Mn_2 + 6O_{16}$), криптомелан (KMn_8O_{16}), тодорокит ($(Mn, Mg, Ca, Ba, K, Na)_2Mn_3O_{12} \cdot 3H_2O$), пьмонтит ($Ca_2Mn_3 + Al_2(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$) и др.

Марганец в ЛПП изученной территории характеризуется лишь низкоконтрастными и близфонowymi АГХП (Макшаков А.С.). Максимальное установленное содержание, можно отнести к средне контрастному – 10000 г/т (рядовая геохимическая проба 624). По рядовым геохимическим пробам четко

видно разубоживание по движению потока (табл. 18). В большеобъемных пробах эта картина «смазывается», в начале потока видно, что содержания снижаются, но в пробе 628-ПР и ниже по потоку содержания Mn снова возрастают, и на протяжении всей шлейфовой части потока держатся на одном уровне. Та же картина прослеживается и по фракциям, в пробе 628 содержания Mn увеличиваются во всех фракциях и дальше не снижаются.

Таблица 18 Концентрация Mn (г/т) в рядовых геохимических и минералого-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядов. проба)	г/х (ПР)	Большеобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	10000	2100	<u>2300 / 1500-8000</u> 3560 (5)	<u>1400 / 1000-1500</u> 1300 (3)	<u>1500 / 1000-1500</u> 1250 (4)	<u>1300 / 600-1000</u> 900 (5)
625*	2000	> 3000	<u>> 3000 / 3000-5000</u> 3500 (4)	<u>> 3000 / 3000-8000</u> 5500 (2)	<u>> 3000 / 1500-8000</u> 5833 (3)	<u>> 3000 / 3000-5000</u> 4000 (4)
630*	2000	2700	<u>1700 / 800</u> 1250 (2)	<u>1900 / 1500</u> 1700 (2)	<u>3000 / 2700</u> 2850 (2)	<u>2000 / > 3000</u> 2000 (1)
629*	3000	> 3000	<u>1400 / 800</u> 1100 (3)	<u>> 3000 / 2000</u> 2000 (1)	<u>> 3000 / 5000</u> 5000 (1)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)
633	2000	–	–			
632	500	–	–			
631*	2000	2500	<u>1300 / 600</u> 950 (2)	<u>1900 / 1500</u> 1700 (2)	<u>2800 / 2000</u> 2400 (2)	<u>3000 / 2900</u> 2950 (2)
623	10000	–	–			
622	2000	–	–			
634	2000	–	–			
621	2000	–	–			
636	1500	–	–			
635	2000	–	–			
628*	1500	2800	<u>2000 / 1800</u> 1900 (2)	<u>1800 / 1500</u> 1650 (2)	<u>2400 / 2000</u> 2200 (2)	<u>3000 / 3000</u> 3000 (2)
627	1500	–	–			
620*	1500	> 3000	<u>1100 / 800</u> 950 (2)	<u>2700 / 2000-2350</u> 2350 (2)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)
П-351	500	–	–			
П-352*	600	2600	<u>1700 / 1000</u> 1350 (3)	<u>2400 / 2000</u> 2200 (2)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)
П-353	600	–	–			
П-355*	500	> 3000	<u>1200 / 1000</u> 1100 (2)	<u>2200 / 2000</u> 2100 (2)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)	<u>> 3000 / 3000</u> 3000 (1)

Если не брать во внимание распределение Mn между фракциями в пробе 624-ПР, то и для Mn будет верно утверждение о том, что с мелкими фракциями связано увеличение содержаний элементов-индикаторов в ЛПР.

Необходимо подчеркнуть, что если в вулканоплутоногенных Au-Ag рудах широким развитием пользуются минералы марганца – родонит, родохрозит и пиролюзит, то в вулканогенных, эти минералы отсутствуют, зато в околорудно измененных породах, что необычно, эпидот широко представлен марганцевой легко размываемой разновидностью – пьмонтитом. Как следствие, несмотря на то, что аномалии Mn широко проявлены в ЛПР участка Чайка, к типоморфным элементам-индикаторам вулканогенного Au-Ag типа минерализации этот элемент не относится.

Висмут (элемент № 83) – последний практически нерадиоактивный элемент. Долгое время его считали стабильным, позже обнаружили, что он тоже распадается, но очень медленно ($T_{1/2}=2 \times 10^{18}$ лет). Кроме ^{209}Bi есть еще 26 изотопов элемента № 83. Все они – короткоживущие радионуклиды, 5 из которых (210-214) природные, образующиеся в результате распада U, Th, Ac и Np.

Висмут имеет 6 электронных оболочек с 5 валентными электронами на последней. Из элементов V группы он самый тяжелый, у него преобладают металлические свойства, т.к. потенциал ионизации по сравнению с остальными элементами у него самый низкий – 7.9 эВ. Это один из наименее теплопроводных и легкоплавких (271 °C), самый диамагнитный и расширяющийся при застывании. Он наиболее похож на Pb; устойчив в самородном виде и имеет 3 валентных состояния: +3, +5, -3.

Висмут образует гидриды, оксиды, галогениды, слабую кислоту HBiO_3 и основание $\text{Bi}(\text{OH})_5$. Для твердого висмута характерны ковалентно-металлические связи. Ковалентные связи с повышением температуры разрушаются, остаются металлические, поэтому в решетке Bi не достигается плотнейшая упаковка. Давление снижает температуру плавления Bi, в отличие от других металлов, поэтому он как вода, расширяется при затвердевании (Михайленко, 1966).

Висмут редкий элемент, но известно 140 его минералов, в большинстве случаев гипогенного происхождения. Висмут широко замещает Sb, Pb, Cu, Ag, обогащает арсенопириты, халькопириты, галениты (Макрыгина, 2011).

В целом площадь месторождения Дукат отличается практически повсеместным слабоаномальным полем Вi с концентрацией 0.3-0.5 г/т. Повышение концентрации наблюдается, лишь в ручьях Чайка и Искра, а также по ручьям больших порядков, в которые впадают исследуемые водотоки. Максимальные значения содержаний достигают здесь 1 г/т. В аллювиальных отложениях рч. Чайка-Искра этот элемент образует низкоконтрастные ореолы рассеяния (табл. 19).

Таблица 19. Концентрация Вi (г/т) в рядовых геохимических и минералогическо-геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, рч. Чайка-рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

N проб	г/х (рядовая проба)	г/х (ПР)	Большееобъемная проба (ПР), фракции, мм			
			+2	-2 ÷ +1	-1.0 ÷ +0.25	-0.25
624*	<0.3 (0.6)	2.9	0.76	0.55	0.75	0.68
625*	0.4 (0.4)	1.5	1.82	1.40	2.19	2.04
630*	0.4 (1.6)	1.5	0.49	0.84	0.87	1.41
629*	0.6 (1.9)	2.9	0.41	0.93	1.48	2.42
633	10 (10.3)	–	–			
632	0.3 (1.6)	–	–			
631*	0.4 (1.7)	1.6	0.52	0.79	1.11	1.73
623	0.3 (0.5)	–	–			
622	<0.3 (0.4)	–	–			
634	0.4 (2.2)	–	–			
621	0.3 (1.1)	–	–			
636	0.3 (1.1)	–	–			
635	0.3 (1.4)	–	–			
628*	0.6 (2.2)	2.2	0.56	0.76	0.92	1.20
627	1 (4.3)	–	–			
620*	0.8 (1.4)	1.8	0.54	0.85	1.22	1.69
п-351	0.3 (1.3)	–	–			
п-352*	0.4 (2.6)	1.6	0.51	0.77	1.09	1.64
п-353	0.4 (1.1)	–	–			
п-355*	0.3 (2.1)	1.6	0.41	0.98	1.50	2.43

Примечание. Определение содержания Вi проводилось методом прямого атомно-абсорбционного Аналитик: С. С. Воробьева. В скобках приведены результаты повторных анализов, проведенных в 2009 г.

Распределение V_i в потоке не отражает выявленной закономерности о преобладании максимальных концентрациях в головной части потока, а минимальных – в шлейфовой. В целом, содержания V_i в рядовых геохимических пробах распределены в потоке достаточно равномерно и изменяются в интервале от 0.3 до 1. Отмечена единственная проба (633) с содержанием V_i 10 г/т.

В большеобъемных минералого-геохимических пробах распределение по потоку также практически равномерное, но здесь содержания V_i выше и изменяются от 1,5 г/т до 2,9 г/т.

Во фракциях большеобъемных минералого-геохимических проб тоже не наблюдается четкой закономерности между содержанием V_i и местом отбора пробы относительно потока. В них содержания изменяются в интервале 0.68-2.43 г/т. Распределение между фракциями соответствует описанному выше утверждению, характерному для практически всех элементов-индикаторов оруденения, так в большинстве большеобъемных минералого-геохимических проб отмечается четкое увеличение содержаний, по мере уменьшения размерности частиц аллювиальных отложений.

2.4. Обсуждение результатов

При изучении распределения уровней концентраций Au, Ag и сопутствующих элементов-индикаторов оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в литохимических потоках рассеяния, сформированных водотоками I-II порядка, дренирующих рудные зоны Дукатского месторождения, было установлено, что в целом они идентичны составу первичных вулканогенных золото-серебряных руд. Наиболее отчетливо это видно в головной части потока, далее по мере продвижения потока аллювиальный материал разубоживается, что приводит к общему снижению содержаний. Эта тенденция свойственна для всех главных и сопутствующих элементов-индикаторов.

Также важной особенностью, установленной при изучении распределения элементов-индикаторов в рыхлых отложениях ЛПП, стало выявление закономерностей изменения содержаний элементов по мере продвижения потока. Так для большинства элементов (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb) в том числе, и Mn, не являющегося индикатором Au-Ag оруденения, по мере отдаления от головной части (место размыва рудных жил) происходит разубоживание потока и, как следствие, снижение их содержаний. Та же тенденция, хотя и менее отчетливая, характерна для Hg.

Выделяется ряд элементов (Bi, W, As) для которых не характерно изменение содержаний при продвижении от головной части потока к шлейфовой.

Отдельно следует отметить элементы, не связанные с Au-Ag минерализацией – Sn и Mo, содержания которых увеличиваются по мере отдаления от головной части. Вероятно, это связано с размывом зон олово-редкометальной минерализации, встречающихся ниже по потоку.

Кроме того, в рыхлых отложениях изучаемых водотоков установлены и аномально высокие содержания Pb и Zn. Эти элементы являются индикаторами Au-Ag оруденения, но их содержания, достигающие 5000 г/т не характерны для этого типа минерализации. Такое поведение также объясняется наложением полиметаллической минерализации из размываемых зон рассеянной сульфидной минерализации.

Ранее при изучении содержаний и распределения элементов-индикаторов в рыхлых отложениях водотоков установлено, что водотоки, дренирующие центральную часть Дукатского Au-Ag месторождения, вскрывают в основном его верхне- и среднерудные горизонты. Это подтверждается и распределением щелочных элементов. Так для этих горизонтов характерны значения K – 3.6-5.2 г/т, Na – 0.3-0.2 г/т, Rb – 220-300 г/т, Cs – 20-15 г/т, Li – 70-50 г/т. (Кравцова, 2010). В рядовых геохимических пробах по ЛПП установлены близкие средние значения: K – 3.9 г/т, Na – 0.5 г/т, Rb – 470 г/т, Cs – 22 г/т, Li – 42 г/т.

Кроме того, нельзя обойти стороной огромную роль оксидов и гидроксидов Mn и Fe в накоплении рудных элементов в потоке. В качестве примера можно привести результаты исследований, проведенные Ю.С. Берманом (Материалы геологических фондов, 1980). Им установлено, что оксиды Mn и Fe являются активными сорбентами целого ряда рудогенных элементов в условиях зоны гипергенеза, в том числе Ag, Cu, Co, Ni, Zn. Кроме того, гидроксиды Mn более интенсивно аккумулируют Ag по сравнению с гидроксидами Fe.

Как описано в работе Макшакова (2011), что Au-Ag ассоциация элементов, характерная для эндогенных ГПК Au-Ag месторождений и рудопроявлений, на большинстве объектов не установлена, а для АГХП Au, приуроченных к Au-Ag объектам характерна локальность и очень низкие содержания этого элемента – не более 0.03 г/т ($KK < 6$). Все это приводит к трудностям выделения Au-Ag АГХП, даже в пределах уже известных рудных объектов, в том числе и на Au-Ag месторождении Дукат.

Эти выводы подтверждаются и результатами корреляционного анализа, проведенного на основании данных, полученных при изучении особенностей распределения элементов-индикаторов в рыхлых отложениях потоков рассеяния на участке Чайка. При анализе всех полученных результатов, четкой взаимосвязи между элементами выявлено не было. Лишь после разделения проб по отдельным потокам, размывающим разные типы минерализации, удалось добиться картины, отражающей реальность.

Таким образом, было определено, что в головной части потока для Au устанавливается умеренная корреляционная связь с Ag (+0.30), Hg (+0.49), Pb (+0.31) и Mn (+0.38) и слабая с Sb (+0.20) и Zn (+0.22). Со всеми же остальными элементами, в том числе и с элементами-индикаторами Au-Ag оруденения, Au не имеет корреляционной связи, либо она отрицательная (табл. 20).

Высокая степень корреляции установлена для Ag с Hg (0.53) и Pb (0.71), Hg и Sb (0.52), Sb и As (0.56), а также, выявляется высокая связь Pb с Hg (0.69) и Cu (0.53), что характерно для Au-Ag минерализации в целом.

Таблица 20. Коэффициенты корреляции элементов-индикаторов Au-Ag оруденения в рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I порядка(головная часть потока), рч. Чайка. Дукатское Au-Ag месторождение.

Элементы	Au	Ag	Hg	Sb	As	Cu	Pb	Zn	Mo	W	Sn	Mn	Bi
Au	1.00												
Ag	0.30	1.00											
Hg	0.49	0.53	1.00										
Sb	0.20	0.03	0.52	1.00									
As	0.08	-0.43	0.05	0.56	1.00								
Cu	-0.19	0.21	0.30	0.07	-0.32	1.00							
Pb	0.31	0.71	0.69	0.28	-0.03	0.53	1.00						
Zn	0.22	0.29	0.12	-0.37	-0.36	0.31	0.11	1.00					
Mo	-0.24	-0.02	-0.19	-0.27	-0.29	0.12	-0.03	-0.01	1.00				
W	-0.02	-0.46	-0.10	0.56	0.91	-0.23	0.00	-0.57	-0.13	1.00			
Sn	-0.19	0.13	0.45	0.44	0.01	0.47	0.48	-0.48	0.38	0.21	1.00		
Mn	0.38	0.05	0.03	-0.36	-0.21	0.08	-0.03	0.62	0.42	-0.29	-0.27	1.00	
Bi	0.03	0.04	0.52	0.47	0.09	0.70	0.60	-0.28	0.01	0.21	0.76	-0.22	1.00

Даже в головной части потока на формирование ЛПП сказывается влияние вмещающих пород и других типов минерализации. Так очень высокая корреляционная связь установлена для As и W (+0.91); высокая – для Hg с Sn (+0.45) и Bi (+0.52), Sb с W (+0.56) и Sn (+0.44), Cu с Sn (+0.47) и Bi (+0.70), Pb с Sn (+0.48) и Bi (+0.60), Zn с Mn (+0.62), Sn с Bi (+0.76); умеренная – для Au и Mn (+0.38), Sb и Bi (+0.47), Mo с Sn (+0.38) и Mn (+0.42).

По мере продвижения материала по потоку увеличивается влияние других типов минерализации и вмещающих пород (табл. 21). Так в шлейфовой части для Au установлена только слабая корреляционная связь с Zn (+0.29); для Ag наблюдается очень высокая связь с Hg (+0.91) и слабая с Sb (+0.24); а для Hg умеренная с Sb (+0.45).

Среди основных элементов-индикаторов также изменяется корреляционная зависимость – очень высокая корреляционная связь установлена для Pb и Zn (+0.81); высокая – для Cu с Ag (+0.70), Hg (+0.57) и Sb (+0.52), для Pb с Hg (+0.63) и Zn с As (+0.54); умеренная – для Pb с Ag (+0.44) и As (+0.45).

И значительно увеличивается связь с несвойственными для Au-Ag минерализации элементами, так наблюдается очень высокая корреляционная связь Cu и Mn (+0.97); высокая положительная корреляционная связь: Mo с As (+0.73) и Zn (+0.64); W с Hg (+0.46), As (0.72), Pb (+0.93), Zn (+0.85) и Mo (+0.45); Sn с Au (+0.63) и Mo (+0.59); Mn Ag (+0.57) Hg (+0.46), Sb (+0.63); Bi с Cu (+0.58), Pb (+0.49) и Mn (+0.47).

По данным съемки масштаба 1:50000 на площади Дукатского месторождения установлено, что для интерпретации аномалий в горных районах Северо-Востока России, в условиях зон криолитогенеза эффективным является опробование водотоков I-II порядков, непосредственно дренирующих рудные зоны месторождения.

Таблица 21. Коэффициенты корреляции элементов-индикаторов Au-Ag оруденения в рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков II порядка (шлейфовая часть потока), рч. Чайка - рч. Искра. Дукатское Au-Ag месторождение.

	Au	Ag	Hg	Sb	As	Cu	Pb	Zn	Mo	W	Sn	Mn	Bi
Au	1.00												
Ag	0.04	1.00											
Hg	-0.09	0.90	1.00										
Sb	-0.74	0.24	0.45	1.00									
As	-0.17	-0.51	-0.13	0.06	1.00								
Cu	-0.59	0.70	0.57	0.52	-0.54	1.00							
Pb	0.11	0.44	0.63	-0.09	0.45	0.05	1.00						
Zn	0.29	0.02	0.14	-0.54	0.54	-0.30	0.81	1.00					
Mo	0.24	-0.70	-0.53	-0.54	0.73	-0.78	0.17	0.64	1.00				
W	0.05	0.16	0.46	-0.06	0.72	-0.18	0.93	0.85	0.45	1.00			
Sn	0.63	-0.65	-0.61	-0.61	0.37	-0.90	-0.04	0.25	0.59	0.06	1.00		
Mn	-0.70	0.57	0.46	0.63	-0.51	0.97	-0.13	-0.44	-0.74	-0.30	-0.93	1.00	
Bi	-0.50	0.31	0.30	0.15	0.05	0.58	0.49	0.30	-0.26	0.30	-0.34	0.47	1.00

Аллювиальные отложения верховьев водотоков характеризуются наибольшими концентрациями элементов, в первую очередь Au. Следовательно, на практике значительно увеличивается количество выявленных аномалий, а повышенные концентрации элементов в русловых отложениях более полно отражают формационный тип имеющейся здесь рудной минерализации.

При сравнении содержаний элементов-индикаторов в рядовых геохимических пробах и большеобъемных минералого-геохимических для большинства элементов установлены максимальные содержания именно в большеобъемных минералого-геохимических пробах. Следовательно, повышается их контрастность, увеличивается процент выявленных аномалий. Особенно это актуально для водотоков I-II порядков, характеризующихся слабым фрагментарным развитием рыхлых аллювиальных отложений, что усложняет отбор рядовых геохимических проб по схеме отбора через 200-250 м.

В большинстве случаев в условиях зон криолитогенеза, характеризующихся в первую очередь, наличием устойчивой вечной мерзлоты и слабо выраженными почвообразовательными процессами, связанными с типичными местными ландшафтно-геохимическими условиями, при проведении литохимических съемок по потокам рассеяния сталкиваются с тем, что ряд геохимических аномалий в зонах непромышленной рудной минерализации по контрастности и элементному составу мало отличим от аномалий, связанных с золото-серебряными и серебряными рудами.

Таким образом, неблагоприятное положение рудных тел, недостаточный уровень их денудационного среза, фрагментарное развитие рыхлых отложений в водотоках I-II порядков, плохо сформированные аллювиальные отложения, влияние склоновых процессов и, следовательно, появление чужеродных для этого типа минерализации элементов, нарушение количественных закономерностей между ними. Все это

приводит к появлению размытой картины в составе аномальных геохимических полей, выявленных по потокам рассеяния, что в свою очередь значительно усложняет определение рудно-формационной принадлежности аномалий, затрудняет оценку уровня эрозионного среза площадей и зон, и как следствие, промышленной значимости таких аномалий. Становится очевидным, что для оценки таких аномалий необходимы дополнительные критерии.

Опыт изучения ореолов и руд на золото-серебряных объектах показал, что эффективным критерием для оценки эндогенных аномалий, являются формы нахождения элементов. Дальнейшие исследования показали, что тоже самое в полной мере относится и к экзогенным аномалиям, выявленным по потокам рассеяния.

ГЛАВА 3. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, СЕРЕБРА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКА РАССЕЯНИЯ

При прогнозе и поисках рудных месторождений общепринятым является метод выявления зон минерализации по геохимическим аномалиям, установленным с помощью литохимических потоков рассеяния. При этом основное внимание, как правило, уделяется их рудноэлементному составу. Однако, на большинстве исследуемых объектов, использование только качественных и количественных характеристик элементов зачастую мало эффективно.

Р.Г. Кравцовой и А.С. Макшаковым был сделан важный вывод, что аномалии Au приурочены к рудным объектам различных формационных типов. Например, содержание этого элемента в ЛПР Au-Ag месторождения Дукат, практически ничем не отличается от содержания в аномалиях непромышленных Au-Ag рудопроявлений, а также объектов, вообще не связанных с этим типом минерализации – Sn-Ag и Sn-Q формаций (Кравцова, 2007; Макшаков, Кравцова, 2010; Кравцова, Макшаков, 2011).

Это можно объяснить местными ландшафтно-геохимическими условиями, типичными для зон криолитогенеза, в первую очередь, наличием устойчивой вечной мерзлоты и слабо выраженными почвообразовательными процессами. Кроме того, на протяженность, состав и контрастность ЛПР может сильно влиять неблагоприятное положение рудных тел и недостаточный уровень их денудационного среза.

Таким образом, очевидно, что для оценки таких аномалий рудно-формационной принадлежности аномалий, их промышленной значимости и выявления «ложных» аномалий необходимы дополнительные критерии.

Проведенные исследования вещественного состава руд и эндогенных геохимических полей эпитермальных Au-Ag месторождений Северного Приохотья показали, что в качестве одного из таких дополнительных

критериев эффективно использовать не только ФН Au и Ag, как главных элементов-индикаторов оруденения (Берман, 1986; Кравцова, Андрулайтис, 1989, 1991; Кравцова, Соломонова, 1984, Кравцова, 2000), но и сопутствующих элементов.

Второе защищаемое положение. ФН Au, Ag и сопутствующих элементов в ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения теснейшим образом связаны с особенностями состава руд. Как и в рудах, главными являются тонкодисперсное самородное Au, электрум, «связанное» Au (сорбционная форма и производные от нее), самородное Ag, его интерметаллические соединения (электрум, кюстелит), сульфиды (акантит, штернбергит) и сульфосоли (пираргирит).

В отношении аномалий, выявленных по потокам рассеяния, такая работа начата впервые на примере «первичных» вулканогенных руд Дукатского Au-Ag месторождения, участок Чайка.

С помощью рудного микроскопа и метода РСМА было проведено первичное изучение основного минерального состава рыхлых отложений ЛПР. В целом установлено, что наиболее распространены в отложениях ручьев I-II порядков обломки магнетита с разной степенью окисления: магнетит дольно свежий, слегка трещиноватый, выделения магнетита, по которому развивается гематит, образуя решетку замещения и магнетит, почти нацело замещенный гематитом (мелкозернистый, агрегированный, с реликтами магнетита). Нередко в магнетите встречаются мельчайшие включения (до 0.005-0.01 мм) гематита (**рис. 8**).

Сульфиды встречаются довольно редко: пирит (**рис. 9**), пирротин, халькопирит, сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Обломки сульфидов редки, т.к. быстрее разрушаются в гипергенных условиях. Удалось диагностировать и изучить наиболее детально только те из них, которые окружены «рубашкой» серебряных минералов (**рис. 10, табл. 22, точки замеров 2-7**).

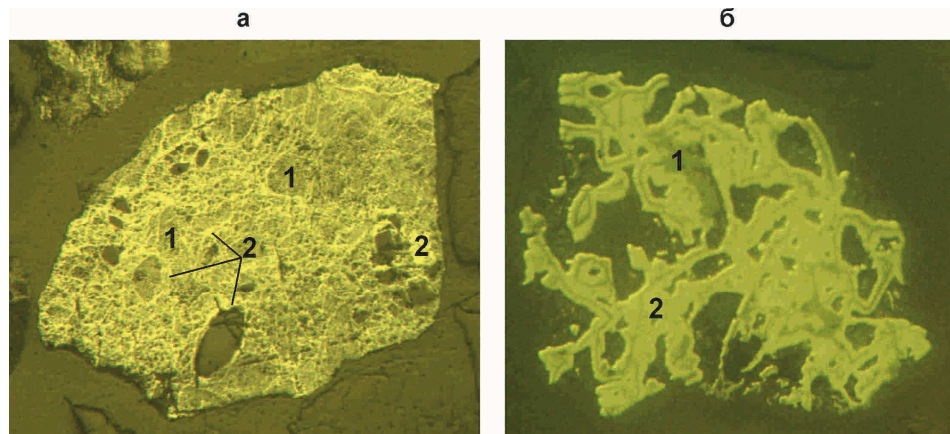


Рис. 8. Магнетит (1 – темный), в разной степени замещенный гематитом (2 – светлый) из аллювиальных отложений ручьев I-II порядка Дукатского месторождения. Микроскоп. Николи II. Ширина поля зрения каждого рисунка 1.2 мм.

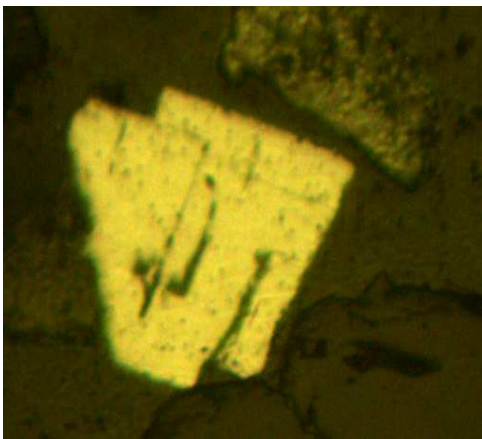


Рис. 9. Корродированный с периферии и по трещинам нерудными минералами метаагрегат гипидиоморфных кристаллов пирита. Ширина поля зрения рисунка 0.7 мм. Микроскоп. Николи II.

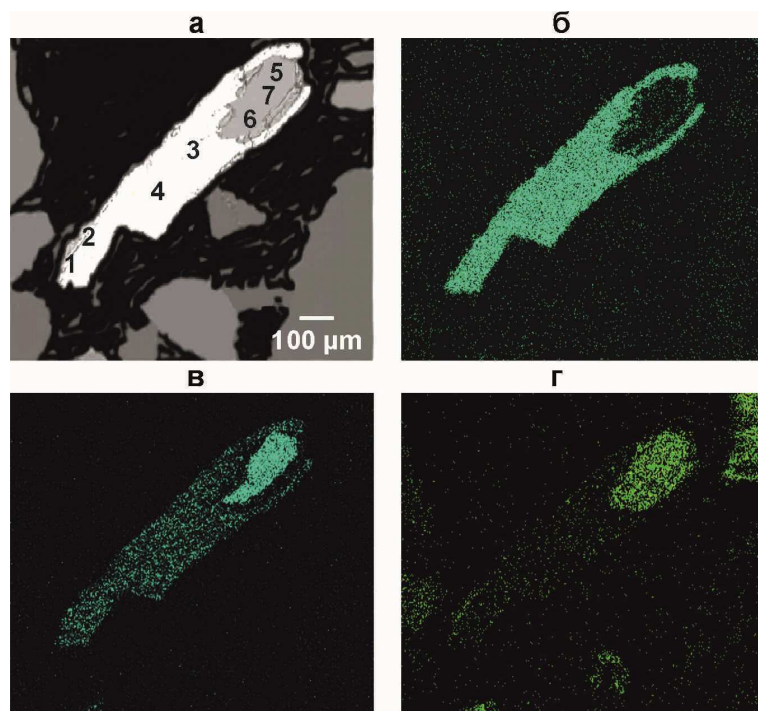


Рис. 10. Срастание пирита (серое) и акантита (белое вокруг). Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Ag L α (б), S K α (в), Fe K α (г). На рис. 10 а: 1-7 – точки определения элементного состава минерала. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 22. Элементный состав рудных минералов из рыхлых отложений ЛПП золото-серебряных зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	As	Au	S	Сумма	Минералы и минеральные образования
1	<0.03	<0.06	<0.04	62.56	<0.14	<0.12	<0.19	37.37	99.93	Смесь фаз. Ag ₂ S•S.?
2	<0.03	<0.06	<0.04	61.84	<0.14	<0.12	<0.19	37.78	99.62	
3	<0.03	<0.06	<0.04	85.14	<0.14	<0.12	<0.19	12.37	97.51	Ag ₂ S
4	<0.03	<0.06	<0.04	85.56	<0.14	<0.12	0.19	10.74	96.49	
5	46.33	0.19	0.04	<0.02	0.14	0.15	<0.19	53.37	100.08	FeS ₂
6	46.51	<0.06	<0.04	<0.02	<0.14	0.22	<0.19	53.12	99.99	
7	<0.03	<0.06	<0.04	76.9	<0.14	<0.12	<0.19	21.85	98.75	

Примечание. Здесь и далее: n – точки определения состава. Расположение точек 1-7 см. на рис. 10 а. Элементы Hg, Se, Te, Pb, W, Mo, Sn, Bi, Ti, Cr, K, Na, Ca, Si, Mg, Al, F, Cl, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; Pt, Pd и O не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Токуо, Япония).

Сульфиды, особенно простые, редко встречаются в виде самостоятельных зерен. Обычно это сложные образования, часто в оторочке вторичных минералов и в виде реликтов и включений одного сульфида в другом. Например, микровключение зерна интенсивно корродированного и трещиноватого пирита в оторочке гидроксидов Fe в крупном зерне акантита (рис. 11).

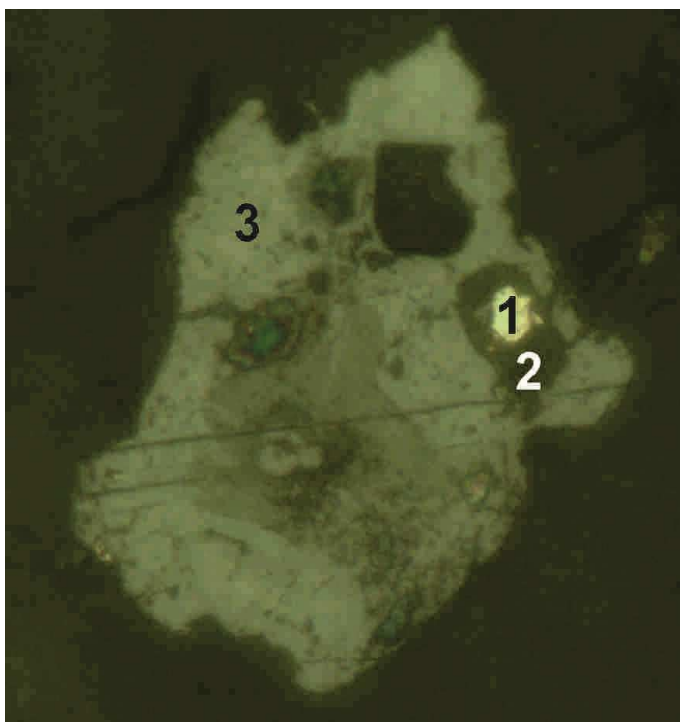


Рис. 11. Включение интенсивно корродированного и трещиноватого пирита (1) в оторочке гидроксидов Fe (2) в акантит (3). Ширина поля зрения рисунка 1.1 мм. Микроскоп. Николи II.

В единичных случаях были встречены отдельные гипидиоморфные кристаллы пирита со следами слабой коррозии. Реже установлен галенит. Встречается галенит с развивающимся по периферии зерна англезитом и церусситом. Еще реже отмечены зерна халькопирита, часто в оторочке магнетита и возможно оксидов меди.

Дальнейшие более детальные исследования минерального состава рыхлых отложений потоков рассеяния и состава выявленных минералов были продолжены с помощью микрозондового анализа.

3.1. Формы нахождения золота и серебра

Как было описано в главе 2, золото на рассматриваемой площади образует достаточно ограниченные по масштабам АГХП низкой контрастности. По мере продвижения материала вдоль ручья происходит разубоживание потока, максимальное содержание установлено в пробе 624-ПР, отобранной в головной части потока, и составило 0.18 г/т. Протяженность таких потоков не велика.

В качестве дополнительных критериев были изучены ФН Au в рыхлых отложениях потоков рассеяния. Как известно, элементы могут находиться, как в виде собственных минеральных форм, так и в виде примесей, входящих в состав других минералов и различных пленок и нанофаз на их поверхности. Для выявления всех возможных ФН Au в рыхлых аллювиальных отложениях водотоков I-II порядков было проведено комплексное исследование с помощью различных аналитических методов.

С целью оценки поведения тонкодисперсного самородного золота при транспортировки водными потоками проведено сопоставление его концентраций в валовых пробах и в разных гранулометрических фракциях. Используются два аналитических метода – атомно-абсорбционный (АА) и сцинтилляционный (СА).

Особенность последнего метода заключается в том, что с его помощью определяется Au, размеры частиц которого превышают 1-5 мкм, т.е. мелкое и

более крупное самородное Au (Прокопчук. 1994). В то время как с помощью атомно-абсорбционного метода в результате растворения мы получаем информацию по содержанию всего суммарного Au, от тонкодисперсного до мелкого и крупнее. Следовательно, разница между результатами этих методов соответствует доли золота, находящегося в тонкодисперсной форме. Это дисперсная (1-5 мкм), ультрадисперсная (0.1-1 мкм), коллоиднодисперсная (<0.1 мкм), либо «связанная», в основном с сульфидами, подвижная форма (Кравцова, Соломонова, 1984; Кравцова, Андрулайтис, 1989, 1991; Таусон, Кравцова, 2002; Reich et al., 2005, 2010; Таусон и др., 2008, 2011; Ciobanu et al., 2009; Кравцова, 2010; Tauson, Lipko, 2013).

Под «связанной» с сульфидами формой понимается так называемое «невидимое» Au. При его изучении в сульфидах было установлено, что природа высоких концентраций равномерно распределенного «невидимого» золота в них, в основном, связана с поверхностью минералов. Установлено, что в подавляющем большинстве случаев равномерно распределенное Au в сульфидах (пирит, арсенопирит, халькопирит и др.) является химически связанным и приурочено к поверхности рудных минералов. На основе полученных экспериментальных данных сделан вывод о том, что оно входит в структуры находящихся на поверхности кристаллов наноразмерных неавтономных фаз. Микро- и наночастицы элементного Au могут возникать при постростовых преобразованиях этих фаз (Таусон и др., 2002, 2008, 2009; Таусон, Кравцова, 2004; Таусон и др., 2004, 2011, 2014).

Установлено, что в русловых отложениях головной части потока в аллювиальных отложениях, находящихся в 60-80 м от источника рудного вещества – рудной жилы (проба 624 ПР) или минерализованной зоны (пробы 629 ПР. 631 ПР), на долю видимого Au приходится от 68 % до 100 %. Это значения, близкие аналогичным в рудах.

По мере транспортировки материала по водотоку наблюдается общее разубоживание материала. В шлейфе потока, на фоне снижения концентраций Au, несмотря на крайне неравномерное распределение,

прослеживается отчетливая тенденция увеличения доли тонкодисперсного Au (до 96%), в том числе и его коллоиднодисперсной составляющей (табл. 23). То же самое можно сказать и о так называемой «связанной» форме. Очевидно, что эти две формы «невидимого» (микропримесного) золота, легко выщелачиваемые обычными кислотами, в ЛПП, по сравнению с рудами, преобладают.

Таблица 23. Сопоставление содержаний Au (г/т) по результатам АА и СА и расчет количественных соотношений разных по размерам частиц Au в средних пробах, отквартованных от большеобъемных проб. Дукатское Au-Ag месторождение, участок Чайка, рч. Чайка.

№№ п/п	№№ проб	Au ₁ (АА)	Au ₂ (СА)	Au ₁ -Au ₂	N _в . %	N _т . %
		СП				
1	624 ПР	5.80	5.70	0.1	98.28	1.72
2	625 ПР	0.560	0.02	0.36	35.71	64.29
3	630 ПР	0.230	0.01	0.13	43.48	56.52
4	629 ПР	0.110	0.13	0.01	90.91	9.09
5	631 ПР	0.044	0.03	0.014	68.18	31.82
6	628 ПР	0.130	0.01	0.12	7.69	92.31
7	620 ПР	0.036	0.01	0.026	27.78	72.22

Примечание. СП – большеобъемная проба, средняя проба. Здесь и в табл. 21: Au₁ – суммарное содержание, Au₂ – содержание с размером частиц > 1-5 мкм («видимое» Au). Au₁-Au₂ – содержание тонкодисперсного Au с размером частиц < 1-5 мкм («невидимое» Au); N_в – доля мелкого «видимого» Au. N_т – доля тонкодисперсного «невидимого» Au.

Как было описано в главе 2, в тонкой фракции концентрация элементов-индикаторов в общем возрастает, в том числе это характерно и для тонкодисперсного Au. Далее было проведено сопоставление содержаний «видимого» и «тонкодисперсного» Au в разных гранулометрических фракциях (табл. 24). Было установлено, что в материале тонких фракций происходит увеличение доли «невидимого» золота, что так же объясняется преобладанием здесь глинистых минералов и гидроксидов Fe и Mn, обладающих высокой сорбционной активностью.

Таблица 24. Сопоставление содержаний Au (г/т) по результатам АА и СА и расчет количественных соотношений разных по размерам частиц Au по фракциям из большеобъемных проб. Дукатское Au-Ag месторождение, участок Чайка, рч. Чайка.

Фракции, мм	п/ч	Среднее содержание Au (г/т) во фракции		Au ₁ -Au ₂	N _{в.} %	N _{т.} %
		АА	СА			
+2	15/9	0.275	0.248	0.027	90.2	9.8
-2 ÷ +1	11/9	0.112	0.268	0	100	0
-1.0 ÷ +0.25	13/9	1.588	0.417	1.171	26.3	73.7
-0.25	15/9	1.483	0.772	0.711	52.1	47.9

Примечание. п/ч – количество замеров / число проб в выборке.

Для дальнейшего изучения ФН Au в русловых отложениях был использован рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ (Павлова, Кравцова, 2006). Встречены несколько ярких зерен – золотин размером 0.01-0.002 мм. Установлено, что найденные образования представлены электрумом. Размер самого крупного зерна – 55 мкм (рис. 12, табл. 25). Оно достаточно однородно (т. 3-33 на рис. 8) и имеет низкую пробность (330-480), что характерно для вулканогенных Au-Ag руд. Выделяется небольшой участок (т. 1 и 2 на рис. 8) с повышенными содержаниями Au (600-660) и относительно низкими содержаниями Ag.

Ряд авторов (Нестеров, 1985; Николаева, 1987 и др.) считают, что образование высокопробных (до 900 ‰) кайм может быть связано с процессами гипергенеза. Толщина кайм золотин, приуроченных к близповерхностным условиям зоны гипергенеза, чаще не превышает 5-10 мкм. На больших глубинах каймы могут увеличиваться до 20-30 мкм. Содержание серебра в каймах не связано с пробностью первичных эндогенных золотин. По мнению Н.В. Петровской (1973) такие каймы формируются в результате перекристаллизации золотины с одновременным выносом Ag.

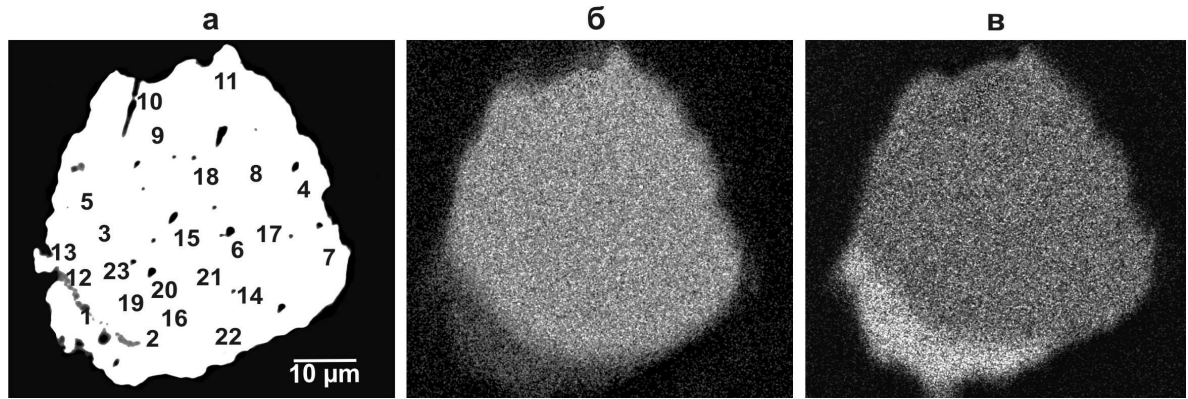


Рис. 12. Зерно электрума, обнаруженное в аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих Au-Ag рудные зоны Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б, в) – Ag L α (б) и Au L α (в). На рис. 12 а: 1-23 – точки определения элементного состава минерала. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 25. Элементный состав зерна электрума из рыхлых отложений ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Au	Ag	S	Fe	Cu	Zn	As	Si	Sb	Mn	Pb	Сумма
1	60.53	17.94	0.12	<0.05	<0.07	0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	78.59
2	65.80	14.80	<0.08	<0.05	<0.07	<0.06	<0.12	<0.01	0.14	<0.01	<0.01	80.60
3	34.04	62.69	0.16	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	96.89
4	33.25	63.35	0.20	0.28	<0.07	<0.06	<0.14	0.04	<0.14	<0.01	0.63	97.75
5	36.96	66.17	0.12	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	0.38	103.63
6	38.50	68.02	0.22	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	0.04	<0.14	<0.01	<0.01	106.78
7	33.29	60.41	0.09	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	0.04	<0.14	<0.01	1.86	95.69
8	32.25	57.67	0.14	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	0.05	<0.14	0.01	1.91	92.03
9	35.90	55.06	0.11	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	0.18	<0.14	0.40	1.61	93.26
10	41.06	52.60	0.17	1.21	0.07	<0.06	<0.13	4.08	<0.14	0.26	<0.01	99.38
11	41.73	53.98	0.32	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	96.03
12	48.17	52.80	0.10	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	0.17	<0.01	101.24
13	48.18	54.83	0.10	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	0.17	<0.01	103.28
14	38.86	52.00	0.27	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	91.13
15	38.81	53.54	<0.08	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	92.35
16	40.63	54.14	0.11	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	2.45	<0.14	<0.01	0.10	97.43
17	39.08	54.95	0.24	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	94.27
18	39.81	56.03	<0.08	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	95.84
19	41.34	53.77	0.13	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	1.15	<0.14	<0.01	0.17	95.56
20	40.69	53.84	0.14	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	94.67
21	40.50	53.26	<0.08	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	<0.01	<0.14	<0.01	<0.01	93.76
22	40.20	56.96	0.10	<0.05	<0.07	<0.06	<0.13	2.10	<0.14	<0.01	<0.01	99.36
23	40.21	53.96	<0.08	0.12	<0.07	<0.06	0.25	<0.01	<0.14	0.10	<0.01	94.64

Примечание. Расположение точек 1-23 см. на рис. 12 а. Элементы Hg, Se, Te, W, Mo, Sn, Bi, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, Al, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Япония).

Мелких золотинок было встречено значительно больше. Например, одно из изученных зерен (около 15 мкм) также выдержано по составу и представлено электрумом. В зоне окисления часто происходит увеличение пробыности золотинок. Так известны случаи образования высокопробных оболочек или участков на поверхности более низкопробных золотинок за счет выноса Ag. Скорее всего, именно этим и объясняется то, что согласно справочным материалам и большому количеству литературных данных о составе минералов, гипогенное золото чаще представлено кюстелитом и электрумом, гипергенное – электрумом и самородным золотом (рис. 13. табл. 26). В качестве часто встречающейся примеси и там, и там отмечена ртуть.

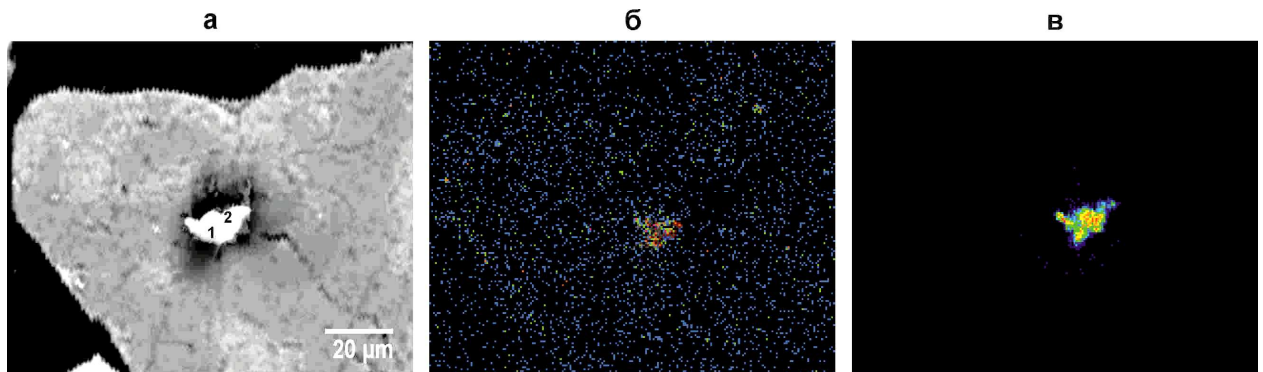


Рис. 13. Микровключение самородного золота в кварц-полевошпатовом агрегате из рыхлых отложений ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б, в) – Au L α (б), Ag L α (в). На рис. 13 а: 1, 2 – точки определения элементного состава золотинок. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 26. Элементный состав золотинок из рыхлых отложений ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Si	S	Fe	Au	Ag	As	Pb	Bi	Mn	Hg	Сумма
1	<0.04	<0.09	<0.05	28.04	70.38	<0.09	<0.16	<0.383	<0.08	0.483	98.80
2	<0.04	<0.09	<0.05	29.45	68.33	<0.09	<0.16	<0.383	<0.08	0.483	98.08

Примечание. Расположение точек 1, 2 см. на рис. 13а. Элементы Hg, Sb, Cu, Sn, W, Mo, Pt, Pd, Mg, Ti, Ca, Na, K, Al, F, Cl, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; O, S, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Кроме собственно минеральной формы, установлено микропримесное золото. Высокие концентрации невидимого Au были обнаружены на участках скопления оксидов и гидроксидов Fe, в разрушенных зернах пирита, корродированных в разной степени зернах халькопирита, окисленных агрегатах штернбергита и акаетита (**табл. 27**). Характер распределения Au в таких образованиях локальный.

В качестве еще одного примера можно привести окисленное зерно акантита (**рис. 14, табл. 28**). Здесь в двух точках (13, 14) было установлено примесное золото.

Наиболее важной ФН Au и Ag в рыхлых отложениях ЛПР является электрум. Согласно мнению Н.В. Петровской (1973, стр. 120) «... выделение электрума как особого минерального вида неоправданно и нет необходимости сохранять в дальнейшем его название...». Тем не менее, придерживаясь общепринятой классификации, рассмотрим электрум пониженной пробности с содержанием Au 20 ‰ – 45 ‰ и минерал, идущий следующим в изоморфном ряду интерметаллидов Au и Ag – электрум с содержанием Au 45 ‰ - 60 ‰.

Однозначно разделить зерна интерметаллидов Au и Ag невозможно. Все проявления этих минералов чаще всего представлены массивными агрегатами. Интерметаллиды Au и Ag постепенно переходят из одного в другой. Часто в агрегатах отмечаются самородное серебро или минералы серебра, из которых наиболее распространенными являются сульфосоли. Лишь в крайне редких случаях встречаются рассеянные микронные выделения высокопробного золота, находящиеся в кварцевых агрегатах, возможно в сростках с более крупными золотинами.

Таблица 27. Элементный состав гипергенных минералов из рыхлых отложений из рыхлых отложений ЛПП золото-серебряных зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	S	Fe	Cu	Pb	Zn	As	Ag	Sb	Au	Se	Si	Al	Ca	Na	K	Mg	Cl	Сумма
1	0.14	61.11	0.42	1.47	1.24	0.18	0.15	1.38	0.24	<0.09	1.81	1.10	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	69.24
2	0.16	60.79	0.28	1.54	0.69	0.19	<0.10	1.17	0.23	<0.09	1.81	1.02	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	67.88
3	<0.09	31.11	0.16	2.57	0.11	0.55	0.28	0.22	0.91	<0.09	19.43	7.58	<0.08	<0.06	3.03	<0.06	<0.07	66.09
4	24.48	42.72	<0.11	<0.16	<0.07	<0.13	<0.10	<0.14	0.41	<0.09	<0.04	4.96	<0.08	<0.06	2.49	0.21	0.16	75.43
5	5.51	20.36	0.64	17.25	0.51	<0.13	<0.10	0.21	0.37	<0.09	0.72	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	45.57
6	52.06	45.46	0.36	<0.16	<0.07	<0.13	1.04	<0.14	<0.17	0.27	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	100.18
7	34.99	30.34	32.79	0.61	0.16	<0.13	1.37	<0.14	<0.17	<0.09	0.13	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	100.39
8	35.001	29.907	33.023	<0.16	<0.07	<0.13	1.31	<0.14	<0.17	<0.09	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	99.236
9	35.179	29.361	33.307	<0.16	<0.07	<0.13	1.21	<0.14	<0.17	<0.09	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	99.057
10	33.355	5.431	1.206	<0.16	59.649	<0.13	0.33	<0.14	<0.17	<0.09	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	99.968
11	31.518	6.055	0.172	<0.16	52.870	<0.13	6.99	<0.14	<0.17	0.18	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	97.793
12	32.075	4.492	<0.104	<0.16	56.625	<0.13	2.25	<0.14	<0.17	<0.09	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	95.437
13	9.64	55.38	0.75	0.51	<0.07	<0.13	28.98	<0.14	0.70	<0.09	0.86	2.79	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	99.61
14	4.26	20.04	0.27	<0.16	0.47	<0.13	36.61	<0.14	0.36	<0.09	4.12	1.63	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	67.76
15	14.04	0.26	<0.11	<0.16	<0.07	<0.13	80.27	<0.14	0.34	<0.09	<0.04	4.41	<0.08	<0.06	0.55	<0.06	<0.07	99.87
16	12.02	8.89	<0.11	<0.16	<0.07	0.25	65.38	0.97	0.55	<0.09	<0.04	7.79	<0.08	<0.06	2.79	0.09	<0.07	98.73
17	11.02	1.31	0.32	1.93	<0.07	<0.13	75.84	<0.14	0.34	<0.09	0.22	1.44	0.12	0.07	0.51	<0.06	0.27	93.39
18	8.98	0.26	0.79	<0.16	<0.07	<0.13	70.82	<0.14	0.32	<0.09	<0.04	4.64	<0.08	0.16	6.63	<0.06	<0.07	92.60
19	12.504	<0.09	<0.11	86.624	<0.07	<0.13	0.919	<0.14	<0.17	0.392	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	100.439
20	12.370	<0.09	<0.11	86.953	<0.07	<0.13	1.20	<0.14	<0.17	0.449	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	100.974
21	13.372	<0.09	<0.11	87.200	<0.07	<0.13	0.18	<0.14	<0.17	0.970	<0.04	<0.32	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	101.727
22	10.613	<0.09	<0.11	63.907	<0.07	<0.13	21.560	<0.14	<0.17	<0.09	2.493	2.256	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	98.573
23	9.713	1.103	1.020	64.084	<0.07	<0.13	8.365	<0.14	<0.17	0.286	0.702	0.833	<0.08	<0.06	<0.07	<0.06	<0.07	85.273

Примечание. 1-3 – гидроксиды Fe; 4-6 – пирит, в разной степени окисленный и корродированный; 7-9 – халькопирит, сохранившееся зерно; 10-12 – сфалерит; 13 – штернбергит, сохранившееся зерно; 14 – штернбергит, интенсивно корродированное зерно; 15-16 – аргентит-акантит, сохранившиеся зерна; 17-18 – аргентит-акантит, корродированные зерна; 19-21 – галенит; 22-23 – серебросодержащий галенит. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JCSA-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

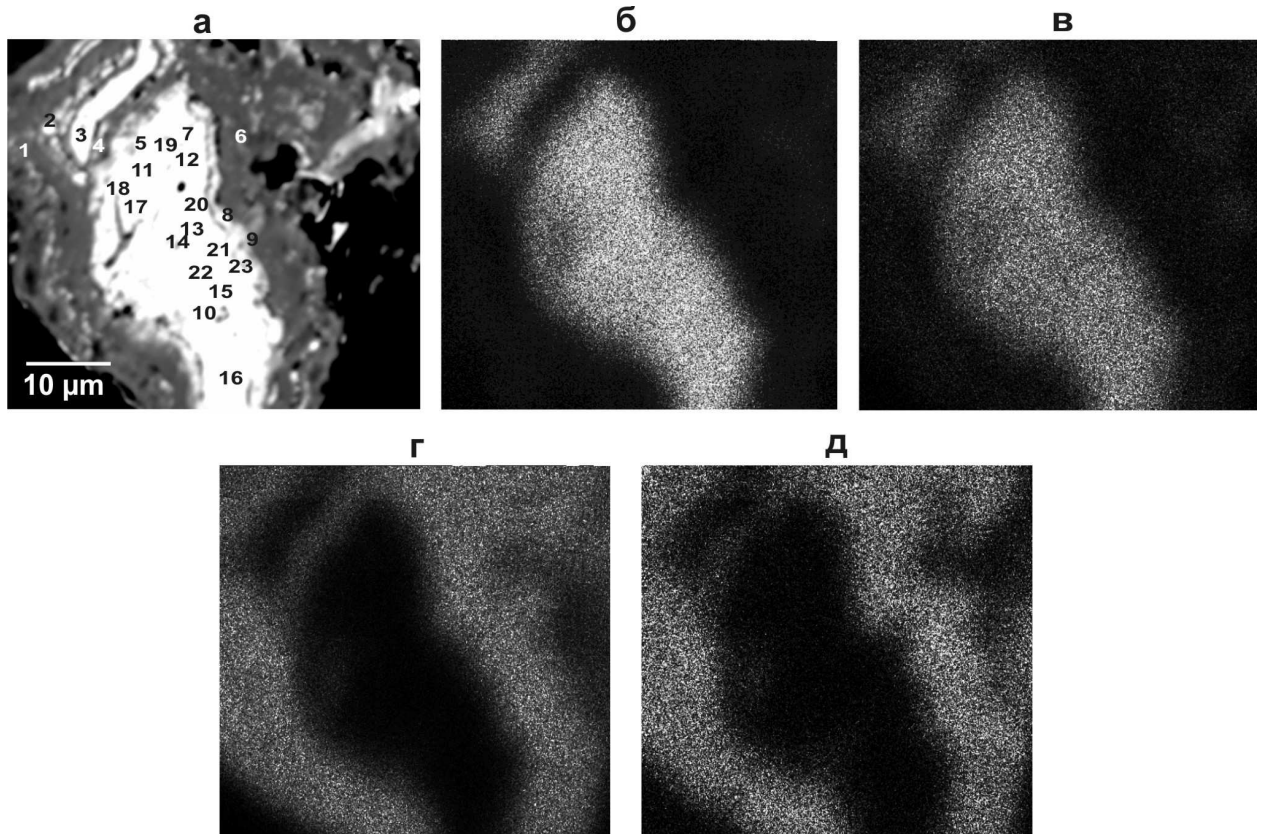


Рис. 14. Окисленное и корродированное зерно акантита из рыхлых отложений ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-д) – Ag L α (б), S K α (в), Fe K α (г), O K α (д). На рис. 14 а: 1-23 – точки определения элементного состава золотин. Изображения выполнены на микроанализаторе JCSXA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Следует отметить низкую устойчивость минералов серебра под действием электронного зонда (Павлова, Кравцова, 2006). В связи с этим для крайне локальной области концентрирования Au (рис. 14а, точки 13, 14) не удалось получить изображение в рентгеновских лучах. На изображении в обратно рассеянных электронах эта область также не выделяется из-за практически совпадающих средних атомных номеров матрицы с золотом и матрицы окружающих эту область серебряных участков. Тем не менее, полученные данные указывают на существование как минимум коллоиднодисперсной и так называемой «связанной» с сульфидами (сорбционной? структурной?) формы золота.

Таблица 28. Элементный состав окисленного и корродированного зерна акантита из рыхлых отложений ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	S	Fe	Cu	Pb	Ag	Mo	Au	Si	Al	Ca	Mn	P	O	Сумма
1	0.32	66.56	0.34	< 0.36	<0.26	< 0.21	< 0.19	3.18	3.35	< 0.14	< 0.18	< 0.19	26.24	99.99
2	12.20	0.17	2.12	< 0.36	40.16	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	45.35	100.00
3	14.07	0.29	5.19	< 0.36	80.43	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	< 0.64	99.98
4	0.43	34.10	0.61	0.38	32.68	0.85	< 0.19	5.16	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	25.77	99.98
5	12.13	10.87	2.73	0.49	71.29	1.02	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	1.32	99.85
6	0.39	57.91	0.58	1.82	1.85	1.33	< 0.19	0.61	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	35.53	100.02
7	11.90	1.66	2.29	< 0.36	80.18	1.62	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	2.12	99.77
8	9.56	18.07	2.14	< 0.36	55.56	<0.21	< 0.19	0.16	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	14.52	100.01
9	5.97	27.32	1.65	1.00	35.01	1.42	< 0.19	0.22	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	26.98	99.57
10	10.60	3.14	1.63	8.13	72.32	< 0.21	< 0.19	0.16	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	4.02	100.00
11	12.17	7.56	0.66	< 0.36	75.38	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	4.22	99.99
12	11.65	4.43	2.08	0.41	74.07	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	6.81	99.45
13	11.03	5.20	1.91	<0.36	71.52	1.12	0.73	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	8.41	99.92
14	12.18	4.12	3.87	<0.36	76.73	0.42	0.55	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	1.93	99.80
15	1.89	49.01	0.73	3.38	9.81	< 0.21	< 0.19	0.63	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	34.55	100.00
16	12.11	4.28	0.44	< 0.36	74.57	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	7.23	98.63
17	9.86	11.60	0.35	< 0.36	62.60	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	0.17	< 0.18	< 0.19	13.84	98.42
18	10.34	12.62	<0.26	< 0.36	60.77	< 0.21	< 0.19	0.16	< 0.42	< 0.14	< 0.18	< 0.19	15.00	98.89
19	11.63	8.18	1.24	< 0.36	70.73	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	0.12	< 0.19	8.04	99.94
20	12.29	4.28	0.89	< 0.36	78.45	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	0.42	< 0.18	< 0.19	3.52	99.85
21	11.73	3.95	2.12	< 0.36	76.07	< 0.21	< 0.19	0.19	< 0.42	0.17	0.37	1.56	4.27	100.43
22	11.54	4.20	1.50	< 0.36	76.64	< 0.21	< 0.19	<0.15	< 0.42	< 0.14	< 0.18	0.04	6.07	99.95
23	12.07	4.82	0.31	< 0.36	74.70	< 0.21	< 0.19	0.26	< 0.42	< 0.14	< 0.18	0.22	7.64	100.02

Примечание. Расположение точек 1-23 см. на рис. 14а. Элементы Hg, Sb, Se, Te, Zn, W, Sn, Bi, Ti, Cr, K, Na, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Так, например, выделения электрума пониженной пробности напрямую связаны с кюстелитом. Чаще всего это краевая часть зерен. К периферии пробность повышается и может достигать до низкопробного самородного золота. Форма выделений этих зерен полностью аналогична самостоятельным выделениям кюстелита, преобладают округлые выделения. Чуть реже встречаются сложные дендритовидные и угловатые формы. Из примесей отмечены Cu, Te, Hg, реже As. Содержания Bi близки к пределу обнаружения. Обычно зерна интерметаллидов Au и Ag находятся в ассоциации с пиритом, галенитом и сфалеритом.

Электрум развит в виде мелких, до микронных, включений в самородном серебре, сульфосолях серебра, сульфидах (пирит, халькопирит, сфалерит) и кварце. Формы таких выделений обычно изометричные, с неправильными очертаниями, сложные, проволокообразные, дендритовидные. Цвет желтый, ярко-желтый, редко с еле заметным зеленоватым оттенком. Поверхность чаще всего гладкая, реже пористая. Везде отмечается большое количество царапин, что является показателем более высокой пробности золотинок. Строение самих золотинок пятнистое, иногда зональное. Зоны отличаются между собой по пробности выделений и часто представлены другими минералами ряда интерметаллидов Au и Ag. Практически всегда электрум рассеян в самородном серебре или тесно связан с кюстелитом. Пробность электрума не высока, до 480 ‰. Примесей в электруме встречается значительно меньше. В редких случаях отмечаются только Te и Hg.

В пределах Дукатского месторождения среди минералов Ag значительным распространением пользуются самородное серебро, аргентит-акантит, кюстелит, сульфосоли Ag (прустит, пираргирит) и электрум. Часто встречается штернбергит, в меньшей степени распространены полибазит, стефанит, крайне редко – андорит, гессит, канфильдит, алларгентум, ялпаит. Электрум и кюстелит были описаны выше в части, посвященной минералам Au, т.к. в их составе принимают участие оба металла и однозначно отнести их к той или иной группе не представляется возможным.

Содержания Au в Ag-содержащих образованиях изменяются в значительных пределах. Таким образом, в одних случаях Ag-содержащие минералы можно рассматривать как собственно минералы серебра с примесью Au (до 20 масс. %), в то время как в других – уже как интерметаллиды Ag и Au. Кюстелит чаще всего встречается в виде самостоятельных зерен сложной морфологии в кварц-полевошпатовых агрегатах.

Также, как и для интерметаллидов Au очень трудно разделить между собой интерметаллиды Ag, так как практически не встречается самостоятельных зерен, характеризующихся составом, четко относящимся к какой-то одной разновидности. Практически всегда встречаются зерна, где один минерал, плавно изменяя свой химический состав, переходит в другой.

Типичны тесные ассоциации самородного серебра, акантита, штернбергита, других минералов серебра и халькопирита. Отмечаются минералы серебра и с сульфидами, где они приурочены к галениту, пириту и халькопириту. Широко распространены в рыхлых отложениях водотоков реликтовые выделения акантита-штернбергита в гидроксидах Fe (рис. 15. табл. 29).

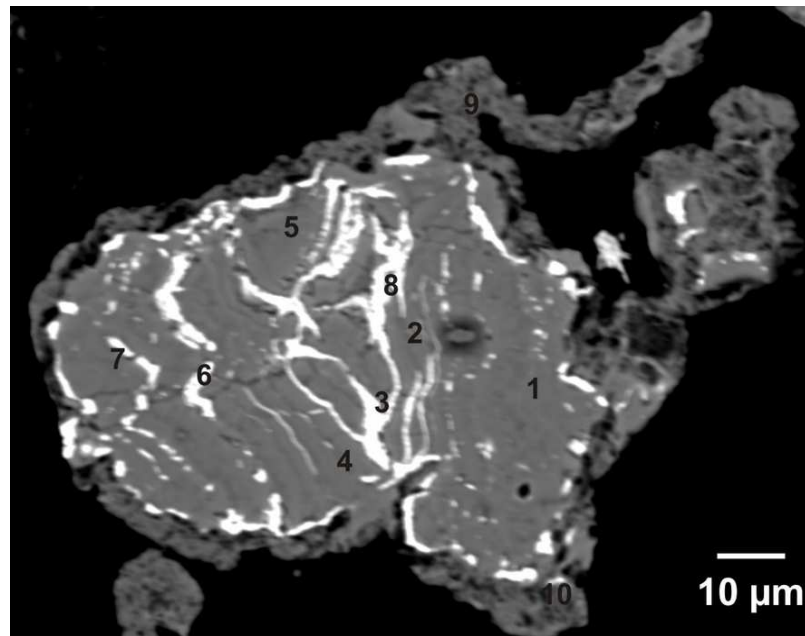


Рис. 15. Агрегат, состоящий из гидроксидов Fe и реликтовых выделений акантита-штернбергита, отобранный из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах. На рис. 15: 1-10 – точки определения элементного состава. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 29. Элементный состав агрегата гидроксидов Fe и реликтовых выделений акантита-штернбергита, отобранный из рыхлых отложений ЛПП Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	Si	Fe	S	Al	O	Сумма
1	<0.260	1.801	52.991	<0.090	< 0.42	40.1	95.46
2	2.788	1.706	50.545	<0.090	< 0.42	40.7	96.82
3	5.301	1.518	47.788	1.377	< 0.42	42.2	99.80
4	1.600	1.681	49.309	<0.09	< 0.42	42.7	96.39
5	0.972	1.728	49.647	<0.09	< 0.42	42.5	95.52
6	64.287	<0.150	13.948	8.499	< 0.42	10.8	99.31
7	<0.260	1.772	49.328	<0.09	< 0.42	45.5	97.85
8	19.732	1.030	39.128	3.288	< 0.42	35.0	98.91
9	<0.260	5.703	40.235	<0.090	3.88	47.2	97.33
10	<0.260	6.833	45.988	<0.090	5.06	41.2	99.80

Примечание: Расположение точек 1-10 см. на рис. 15. Элементы Au, Hg, Sb, Se, Te, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Bi, Pt, Pd, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Дукатские руды характеризуются широким распространением самородного Ag при ограниченном распространении высокосеребристых фаз ряда Au-Ag.

Эндогенное самородное серебро (Ag) представлено двумя генерациями, связанными с ранней Au-Ag и поздней Ag продуктивными стадиями. Для серебра ранней продуктивной ассоциации характерно высокое содержание золота. Состав изменяется от слабо золотосного самородного Ag до кюстелита и обособленных фаз с повышенным содержанием Au. По гранулометрическим определениям М.С. Сахаровой (1983) размер зерен самородного Ag от первых микрон до относительно крупных выделений (первые мм). Встречаются сложные агрегаты, достигающие нескольких

сантиметров. М.С. Сахаровой (1983) удалось установить и некоторые особенности, связанные с каждой генетической группой. Так для поздней Ag продуктивной стадии преобладающим (42 %) являются зерна размером 0.25-0.5 мм, а для ранней Au-Ag – 0.01-0.1 мм (60 %).

Следует отметить, что для зерен гипогенного самородного серебра в аллювиальных отложениях ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения, также как для Au-Ag руд ранней стадии характерны мелкие частицы, их размер еще меньше – 0.002-0.05 мм (до 100 %). Они характеризуются значительным морфологическим разнообразием и рядом типоморфных структурных особенностей.

Гипогенное самородное серебро представлено правильными кристаллами (октаэдры и кубооктаэдры) или гипидиоморфными зернами. Типичны дендритовидные, проволочные, пластинчатые, комковатые сростки изометричных, уплощенных, а также кубических, октаэдрических и кубооктаэдрических кристаллов. Обычны изометричные формы выделений Ag весьма сложной конфигурации. Это проволочные выделения изогнутой, серповидной формы и их срастания. Нередко они имеют спиралевидную форму. Известны формы замещения, мирмекитоподобные срастания, каймы.

Помимо самородной формы Ag в ЛПР золото-серебряных зон месторождения широко развита группа его халькогенидов, включая разнообразные сульфосоли, селениды, теллуриды, интерметаллиды. Среди них ведущая роль принадлежит простому сульфиду – акантиту. По степени распространенности он близок к самородному Ag.

Акантит (Ag_2S) является главным Ag-содержащим минералом. Встречается акантит практически во всех минеральных ассоциациях, но с различной степенью, и является проходящим минералом, который в основном связан с продуктивными стадиями, в том числе с Au-Ag.

Акантит в Au-Ag рудах образует неравномерно распределенные прожилковидные и вкрапленные выделения среди жильного кварца и

адуляра. Наблюдается в ассоциациях с самородным Ag, сульфосолями Ag, халькопиритом и кюстелитом. Чаще всего встречается в виде интерстиций. Акантит замещает или образует каймы вокруг сульфосолей Ag, также часто выступает в роли минерала, замещающего галенит, сфалерит, магнетит. Размеры выделений акантита чаще всего составляют десятые доли миллиметра, реже 1-2 мм. Морфология акантита весьма разнообразна. Крайне редко встречаются идиоморфные таблитчатые кристаллы, гораздо типичнее комковатые, изометричные, и уплощенные пленочные формы.

Гипогенный акантит, также как в рудах, развит в ассоциациях с сульфидами (галенитом, сфалеритом, халькопиритом), образуя с ними сложные формы сростаний или окаймляя зерна этих минералов.

Канфильдит (Ag_8SnS_6) в рудах Дукатского месторождения был обнаружен и впервые описан И.С. Раевской с соавторами (1977, 1983). В золото-серебряных адуляр-кварцевых жилах он наблюдается крайне редко, в основном, в ассоциации с галенитом и сфалеритом. Канфильдит обычно развит на контактах этих минералов или в виде интерстициальных или округлых выделений. Размеры таких выделений очень незначительны. В основном это сотые доли миллиметра. Концентрация Sn в этом минерале не превышает 10 %. Уровни содержания Sn в ЛПР также низкие (см. главу 2, п. 2.3). Собственно минеральных и примесных форм этого элемента не установлено.

Штернбергит ($AgFe_2S_3$) наблюдается в виде мелких вкраплений среди продуктивных ассоциаций, в участках их обогащения сульфидами и совмещения с ранними кварц-хлоритовыми и кварц-сульфидными рудами. Очень часто проявляется в виде каплевидной оторочки минералов Ag. Размер таких выделений редко превышает 10 мкм. Подобные образования очень часто встречаются и в отложениях ЛПР (рис. 16. табл. 30).

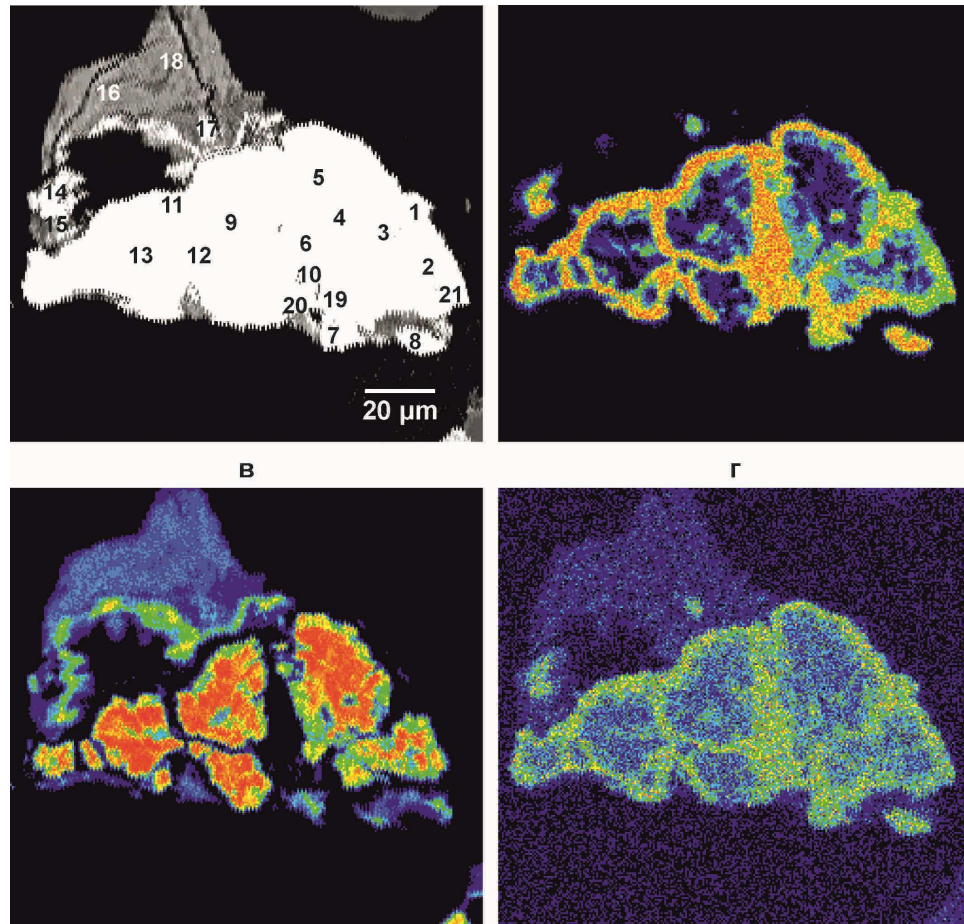


Рис. 16. Корродированное зерно штернбергита в оторочке акантита. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Ag L α (б), Fe K α (в), S K α (г). На рис. 16 а: 1-21 – точки определения элементного состава минерала. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Кроме перечисленных Ag-содержащих минералов на месторождении встречаются и селениды Ag. Селениды на некоторых месторождениях принадлежат к числу редких минералов. По литературным данным (Волынский, 1949) считается, что в единичных месторождениях гидротермального происхождения ассоциации селенидов Ag встречаются в ничтожных количествах. Вследствие этого даже в Au-Ag рудах эти минералы минераграфически изучены недостаточно, но с помощью микрозондовых исследований, основанных на качественном определении, было обнаружено несколько зерен науманнита или агвиларита? (Ag_2Se), даже в ЛПР. Эти зерна образуют интерстициальные выделения в самородном Ag. Состав обнаруженного зерна близок к теоретическому. Из примесей установлены Te, Cu, Fe.

Таблица 30. Элементный состав агрегата штернбергит-акантит, отобранного из рыхлых отложений ЛПР золото-серебряных зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	Fe	Pb	Se	Cu	Si	Na	Zn	S	K	Al	Сумма
1	80.48	0.32	<0.22	<0.226	1.87	<0.19	<0.19	<0.19	14.05	<0.195	<0.394	97.11
2	49.55	22.17	<0.22	<0.226	1.60	0.40	<0.19	<0.19	11.68	<0.195	<0.349	85.74
3	44.05	4.03	<0.22	<0.226	2.16	<0.19	<0.19	<0.19	6.94	<0.195	<0.244	57.94
4	38.96	31.36	<0.22	<0.226	1.67	0.65	<0.19	<0.19	7.73	<0.195	0.400	80.77
5	10.95	51.84	1.38	<0.226	0.80	1.62	<0.19	<0.19	1.97	<0.195	0.524	69.06
6	86.26	0.46	<0.22	<0.226	1.63	<0.19	<0.19	<0.19	15.24	<0.195	0.420	104.02
7	82.87	0.28	<0.22	<0.226	2.11	<0.19	<0.19	<0.19	12.70	<0.195	0.422	98.37
8	65.26	0.41	<0.22	<0.265	1.84	<0.19	0.20	<0.19	13.12	2.175	<0.351	83.57
9	48.57	23.71	0.41	<0.226	1.31	0.34	<0.19	<0.19	8.80	<0.195	0.428	83.57
10	86.29	0.45	<0.22	<0.226	2.25	<0.19	<0.19	<0.19	14.13	<0.195	0.410	103.54
11	80.39	0.76	<0.2	<0.226	1.46	0.81	<0.19	<0.19	6.72	<0.195	1.056	91.20
12	76.99	5.80	<0.2	<0.226	2.81	<0.19	<0.19	<0.19	13.94	<0.195	0.453	99.98
13	36.01	32.94	0.53	<0.226	1.42	0.73	<0.19	<0.19	7.44	<0.195	0.416	79.49
14	67.88	5.66	<0.22	0.238	1.87	2.37	<0.19	0.27	8.78	<0.195	1.909	88.96
15	1.08	26.85	1.74	<0.226	1.30	13.36	<0.19	1.07	0.67	0.295	10.874	57.24
16	<0.12	18.71	0.79	<0.226	1.06	19.49	0.26	1.21	<0.14	0.923	11.940	54.38
17	59.82	16.80	<0.22	<0.226	1.43	2.08	<0.19	0.26	9.13	<0.195	2.273	91.79
18	<0.1	16.84	0.66	<0.226	1.07	21.46	0.22	1.28	<0.14	0.841	11.962	54.56
19	87.07	0.34	<0.22	<0.226	1.91	<0.19	<0.19	<0.19	13.20	<0.195	<0.323	102.84
20	78.26	0.58	<0.22	<0.226	2.08	<0.19	<0.19	<0.19	14.39	<0.195	<0.317	95.63
21	71.34	0.46	<0.22	<0.226	2.90	<0.19	0.96	<0.19	13.88	<0.195	<0.316	89.84

Примечание: Расположение точек 1-21 см. на рис. 16а. Элементы Au, Hg, Sb, W, Mo, Sn, Bi, Ti, Cr, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JCXA-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Помимо собственных минеральных форм Ag, промышленная значимость месторождения определяется содержанием этого элемента, связанным с сопутствующими минералами, в основном с галенитом, в меньшей степени с халькопиритом, сфалеритом и пиритом. Этот показатель важен и при выборе технологии переработки.

Основными минералами-концентраторами Ag в рудах Au-Ag зон Дукатского месторождения являются галенит, сфалерит, халькопирит. Главным среди них является галенит. По данным анализов содержание Ag в галените достигает 1200 г/т. В то же время сфалерит, отобранный для анализа из тех же жил, что и галенит, содержит только 20 г/т, а халькопирит – 300 г/т.

Галенит (PbS) ранней продуктивной ассоциации наблюдается в сростаниях со сфалеритом, реже халькопиритом. Иногда встречается в виде мелкой рассеянной вкрапленности, тонких прожилков, вытянутых образований, обломков кристаллов. Проведенные Сахаровой М.С. эксперименты по селективному извлечению Ag из галенитов показали, что изоморфные формы устанавливаются при содержании до 500-600 г/т. Галениты с более высокими содержаниями Ag не имеют обратной линейной зависимости между указанными параметрами, что в свою очередь свидетельствует о присутствии минеральных форм. Это позволяет связывать такое резкое увеличение содержания Ag в галените с присутствием в нем как изоморфного Ag, так и увеличением количества мелких включений Ag-содержащих минералов непосредственно в самом галените. В рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния также подтверждается высокая сереброносность галенита. Так микроскопически нами были установлены микронные включения Ag-содержащих сульфосолей и сульфидов в галените.

Сфалерит (ZnS) также относится к числу распространенных минералов-концентраторов Ag на месторождении, уступая по уровню содержания лишь галениту. В то же время наблюдается различие по концентрации Ag и между сфалеритами разных генераций, изменяясь от первых граммов на тонну до 300 г/т (Константинов, 1998). Понятно, что максимальные содержания связаны, конечно, с включениями собственно Ag минералов в сфалерите. Наибольшей сереброносностью характеризуются сфалериты, обогащенные Mn. В рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния также подтверждается сереброносность сфалерита, обусловленная включениями собственно Ag

минералов. Повышенное содержание примесной формы Ag, установлено в сфалеритах с повышенной концентрацией марганца.

Пирит (FeS_2) по распространенности несколько уступает галениту и сфалериту, но ему также принадлежит значительная роль в концентрации Ag. Пирит встречается в рудах всех стадий рудообразования, образуя тесные сростания с минералами Ag. Часто встречаются выделения самородного Ag на поверхности кристаллов пирита и их мирмекитовые сростания. В Au-Ag рудах месторождения установлено несколько генераций пирита. Наибольшие концентрации Ag связаны с губчатым пиритом и сростаниями пирита с самородным Ag. Считается, что пирит может выступать в роли осадителя Ag.

Халькопирит (CuFeS_2), несмотря на ограниченное распространение, также относится к минералам-концентраторам Ag. По данным М.М. Константинова (1998) содержание Ag в халькопирите изменяется в основном от первых граммов на тонну до десятков. Концентрации Ag в халькопирите связаны с тем, что чаще всего халькопирит обрастает каймами самородного Ag и акантита, а сульфосоли Ag и более сложные сульфиды Ag встречаются в виде микронных включений на его поверхности. В рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния в значительной степени наблюдается та же картина, особенно в головной части потока.

В зонах гипергенеза (зонах окисления) Дукатского месторождения в рыхлых элювиально-делювиальных отложениях из минералов Ag постоянно отмечаются самородное серебро, электрум, частично разрушенные зерна пираргирита и штернбергита, реже акантита. Согласно данным С.С. Двуреченской (2001), в зоне гипергенеза Дукатского месторождения распространено самородное Ag, для которого характерны примеси Mn. В первичных и окисленных рудах, а также в ЛПР, четко прослеживается геохимическая связь самородного Ag с Sb и Hg.

С помощью рудного микроскопа, прежде всего, были изучены устойчивые в зонах гипергенеза рудные минералы. Трудно судить о

генезисе и взаимоотношениях минералов по мельчайшим обломкам, тем не менее, удалось разделить сереброносные образования условно на 2 разновидности:

1 группа – собственно серебряные минералы (акантит) наиболее поздние в ряду кристаллизации (после сульфидов), т.к. они уже включают в себя зерна халькопирита, сфалерита (рис. 17. табл. 31);

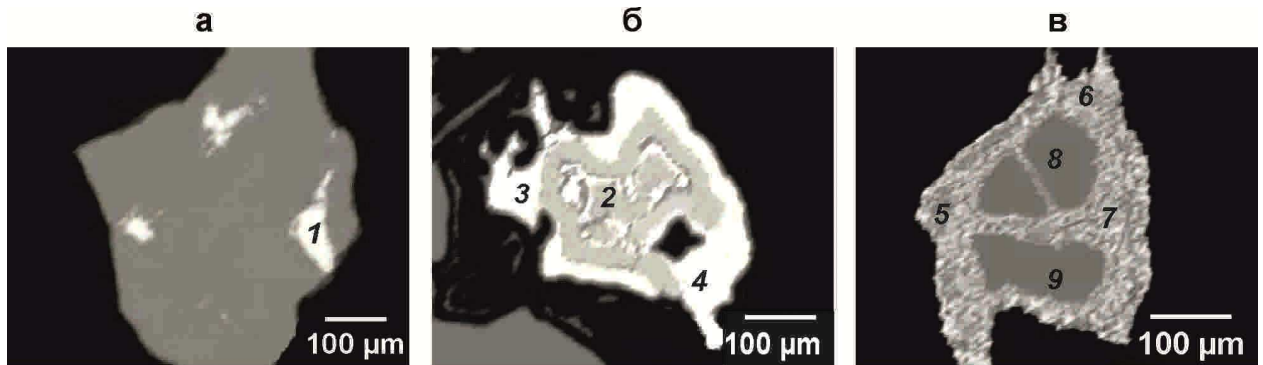


Рис. 17. Рудные минералы рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. а – включения акантита (белое) в зерне магнетита (серое); б – сростание акантита (белое) с пиритом (серое); в – халькопирит (серое) в оторочке каплевидных зерен штернбергита и самородного серебра. Изображение в обратно рассеянных электронах (а, б, в). На рис. 17 а, б, в: 1-9 – точки определения элементного состава минералов. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 31. Элементный состав сульфидных минералов и минеральных образований из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Fe	Cu	Zn	Ag	Au	Bi	Hg	S	Сумма	Минералы и минеральные образования
1	0.68	<0.06	<0.04	76.82	0.20	<0.47	<0.38	22.78	100.28	Ag ₂ S
2	45.71	0.57	<0.04	<0.02	<0.19	<0.47	0.46	53.1	99.38	FeS ₂
3	<0.03	<0.06	<0.04	77.02	<0.19	0.47	<0.38	22.01	99.04	Ag ₂ S
4	<0.03	<0.06	<0.04	76.9	<0.19	<0.47	0.41	21.85	98.75	
5	24.66	0.37	<0.04	49.72	<0.19	<0.47	<0.38	24.38	99.13	Смесь фаз. AgFe ₂ S ₃ •Ag.
6	24.08	1.46	<0.04	49.25	0.22	<0.47	<0.38	24.84	99.63	
7	19.55	0.79	<0.04	52.00	<0.19	<0.47	<0.38	25.85	98.18	
8	29.57	34.69	<0.04	<0.02	<0.19	<0.47	<0.38	34.84	99.1	CuFeS ₂
9	29.76	34.59	<0.04	<0.02	<0.19	<0.47	<0.38	34.91	99.26	

Примечание. Расположение точек 1-9 см. на рис. 17. Элементы As, Sb, Pb, W, Mo, Sn, Al, Mg, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, Al, F, Cl, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; Pt, Pd и O не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

2 группа – минералы зоны гипергенеза. Под воздействием агентов выветривания происходило выделение Ag при разложении серебросодержащих сульфидов (галенита, сфалерита, штернбергита и др.) и блеклых руд (прустит, пираргирит). На такие выводы наталкивает форма выделения серебросодержащих минералов. Например, оторочка вокруг зерен халькопирита состоит из смеси каплевидных мелких выделений, возможно самородного серебра или серебросодержащих минералов (рис. 17).

В целом гипергенные ассоциации очень разнообразны. Это могут быть корродированный штернбергит с выделениями акантита (**рис. 18, табл. 32**), каемчатый акантит вокруг галенита, находящийся в парагенетической ассоциации с англезитом, который дальше может сменяться ассоциацией минералов семейства ярозита и гетитом, акантит вокруг пирита также сопровождается ярозитом и гетитом, вокруг арсенопирита – бедантитом и фармакосидеритом, вокруг марказита – гетитом.

С помощью электронно-зондового микроанализа было установлено, что среди минералов Ag преобладают акантит, штернбергит, самородное серебро. Зерна сульфидов серебра в разной степени корродированны. Значительная часть этих зерен имеет гипергенный облик (**рис. 19**). Самородное серебро представлено тонкодисперсными частицами (**рис. 20**). По данным измерения интенсивностей излучения и расчета концентраций, выполненных на микроанализаторе JCXA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Япония) полученные значения колеблются в интервале 99.4-100.7 мас. %. Часто встречаются выделения в виде проволоки, дендритов, тонких пластинок, реже в виде «фольги».

Следует подчеркнуть, что гипергенное самородное Ag в отличие от гипогенного значительно «чище» и содержит меньшее количество примесей. Кроме того, при сравнении составов гипогенного и гипергенного акантита установлено, что гипергенная разность практически всегда содержит примесь Se, в отличие от гипогенной.

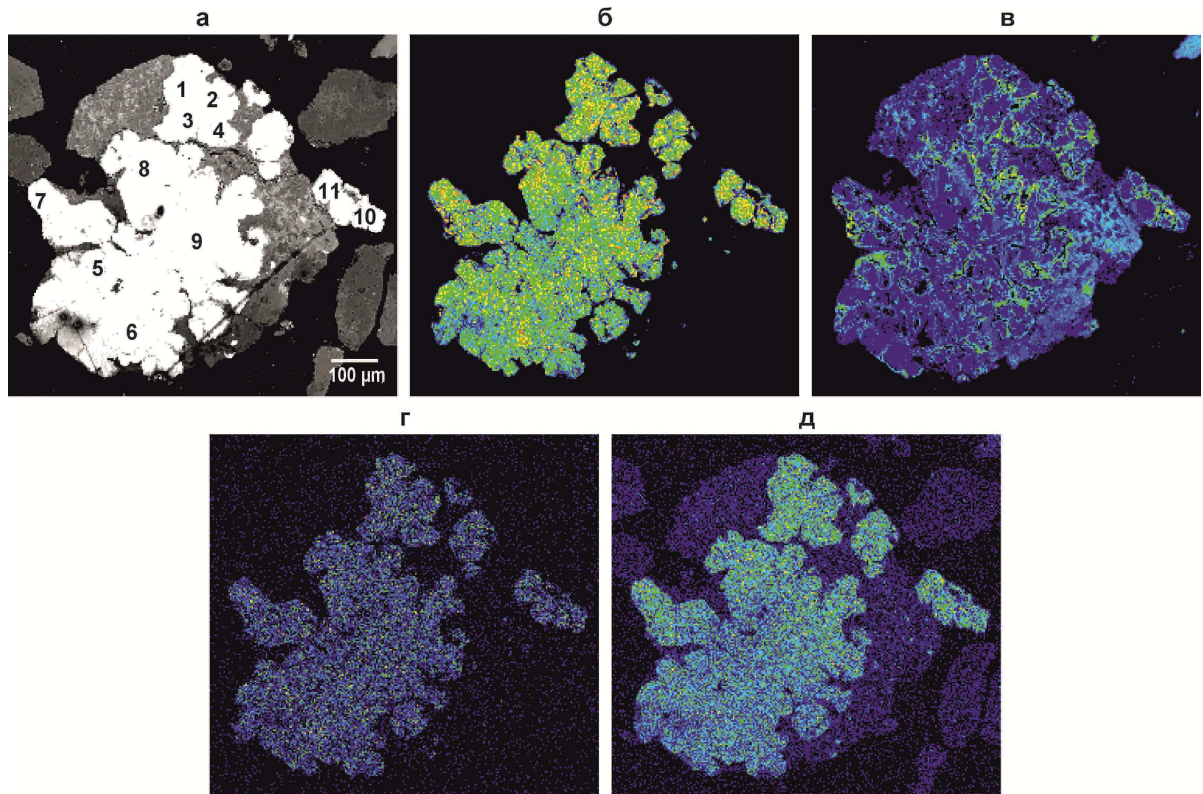


Рис. 18. Корродированное зерно акантита-штернбергита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-д) – Ag Lα (б), Fe Lα (в), S Lα (г), Hg Lα (д). На рис. 18 а: 1-11 – точки определения элементного состава минералов. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 32. Элементный состав акантита-штернбергита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Te	Ag	Fe	Se	Hg	Si	Na	S	Al	Сумма
1	<0.187	84.871	0.529	<0.226	<0.38	<0.192	<0.197	14.053	0.929	100.616
2	0.222	83.287	0.311	0.487	0.39	<0.192	<0.197	12.448	0.739	97.699
3	<0.187	78.850	6.586	0.514	<0.38	<0.192	<0.197	12.640	0.887	99.477
4	<0.187	72.265	11.130	<0.226	<0.38	<0.192	<0.197	13.117	0.946	97.458
1	<0.187	74.512	7.806	<0.226	0.42	0.437	<0.197	<0.143	1.010	83.765
6	<0.187	66.459	<0.186	1.025	0.45	<0.192	<0.197	1.038	0.813	69.335
7	<0.187	73.277	4.352	<0.226	<0.38	<0.192	<0.197	1.103	0.860	79.592
8	<0.187	65.346	11.699	<0.226	<0.38	<0.192	<0.197	0.979	0.983	79.007
9	<0.187	65.287	10.175	<0.226	<0.47	<0.192	<0.197	0.996	0.985	77.443
10	<0.187	67.157	11.239	<0.226	<0.38	<0.192	<0.197	1.066	1.006	80.468
11	<0.187	67.243	11.576	<0.226	<0.38	<0.192	<0.197	1.014	0.973	80.806

Примечание. Расположение точек 1-11 см. на рис. 18 а. Элементы Au, As, Sb, Sn, W, Mo, Bi, Mn, Mg, Ti, Ca, K, содержание которых не превышает пределы обнаружения во всех измерениях, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Япония).

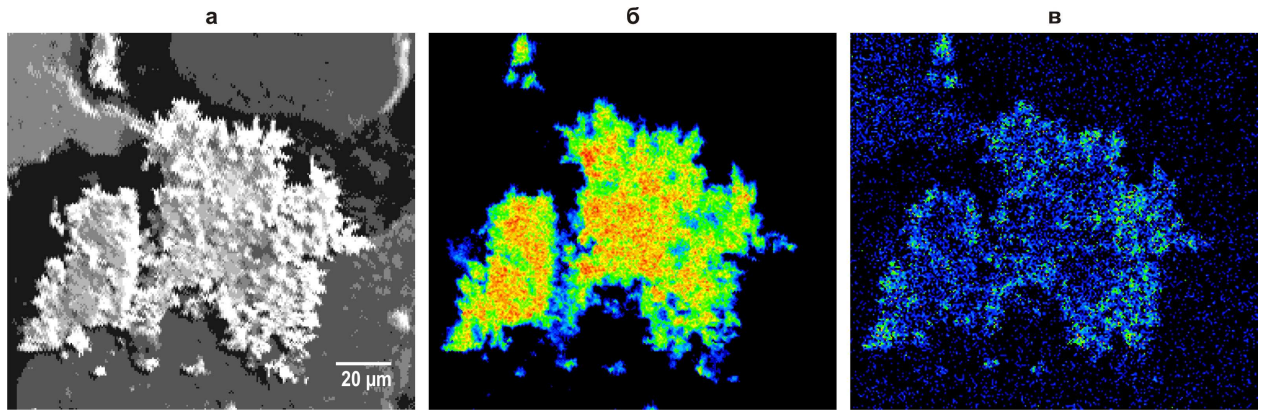


Рис. 19. Зерно акантита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения: Изображение во вторичных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б, в) – Ag L α (б) и S L α (в). Изображения выполнены на микроанализаторе JCSA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

С помощью микрозондовых исследований стало возможным получить точный химический состав исследуемых объектов. Таким образом, говоря о микронных выделениях самородного Ag, следует отметить, что содержание Ag в нем соответствует теоретической формуле и либо близко к 100 % и количество других элементов в нем настолько мало, что не превышает пределов обнаружения, либо равняется 100 %. Из наиболее распространенных элементов-примесей фиксируются Cu, Se, Fe, Te, Sb, Au.

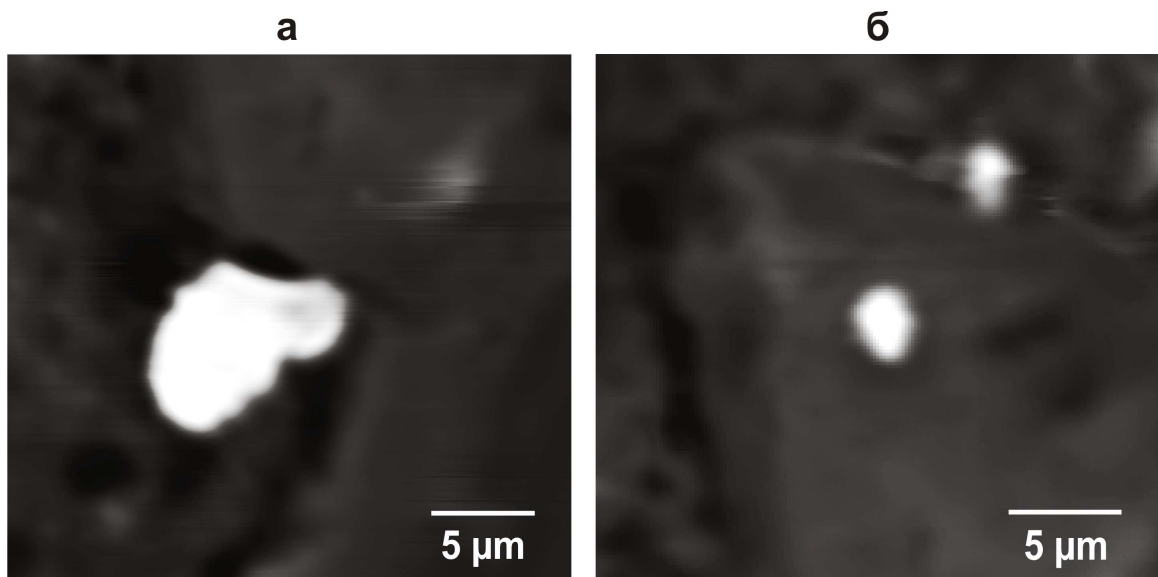


Рис. 20. Микровключения самородного серебра из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображения (а, б) даны в обратно рассеянных электронах, выполнены на микроанализаторе JCSA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

На снимках в обратно-рассеянных электронах четко видно, что для минералов Ag также характерно присутствие Hg, предел обнаружения микронзондом этого элемента достаточно велик (> 0.483 мас. %), поэтому количественно определить содержание Hg в таких образованиях пока не представляется возможным (рис. 21, 22, табл. 33).

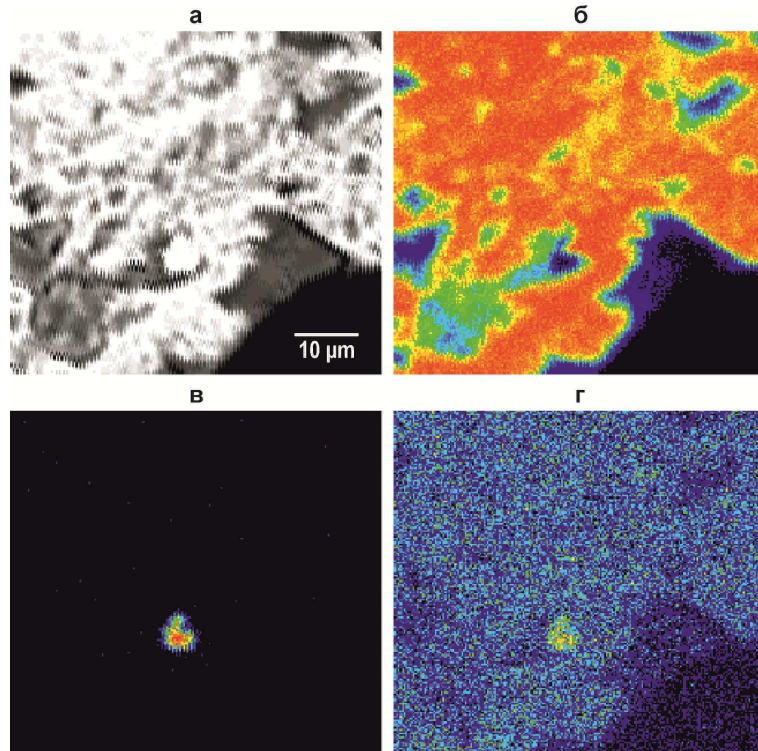


Рис. 21. Гидроксиды Fe с микровключением ртутистого серебра: Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Fe L α (б), Ag L α (в), Hg L α (г), Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

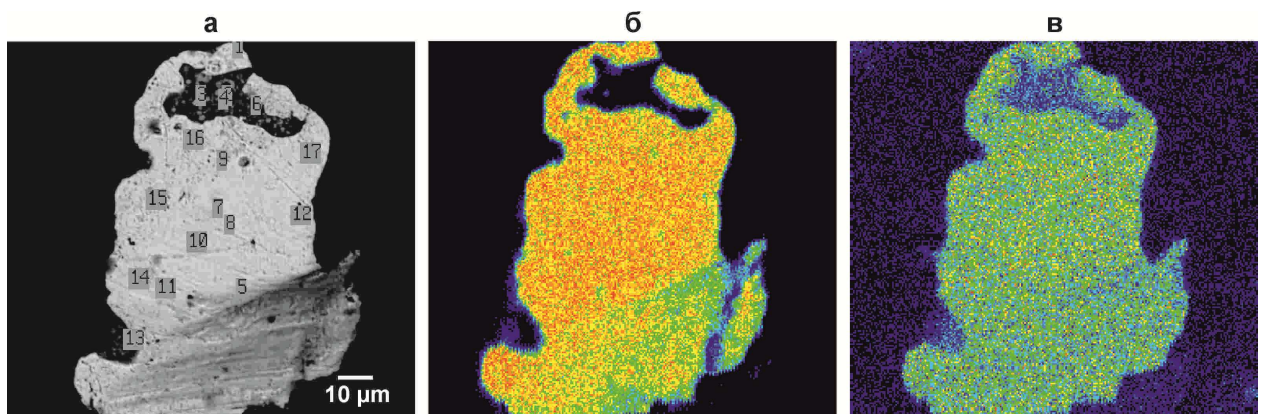


Рис. 22. Ртутистое серебро. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б, в) – Ag L α (б), Hg L α (в). Изображения получены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 33. Элементный состав зерен ртутистого акантита и самородного Ag (5, 7-12, 14-17) из рыхлых отложений (3, 4, 6, 13) ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	Fe	Pb	Se	Cu	Si	Zn	S	Al	Hg	Сумма
3	1.72	14.40	23.296	<0.226	3.125	5.813	0.807	5.68	3.723	0.483	59.40
4	0.31	15.96	29.750	<0.226	3.827	5.137	0.703	6.21	3.832	<0.483	66.71
5	64.35	<0.19	<0.216	<0.226	0.819	<0.192	<0.193	14.44	<0.166	<0.483	79.61
6	10.72	16.03	18.531	<0.226	2.613	6.724	0.76	5.73	4.458	0.483	66.05
7	87.32	<0.19	<0.216	<0.226	2.092	<0.192	<0.193	13.64	<0.393	<0.483	103.64
8	86.31	<0.19	<0.216	<0.226	1.168	<0.192	<0.193	13.47	<0.317	<0.483	101.26
9	83.31	<0.186	<0.216	0.427	0.805	<0.192	<0.193	13.48	<0.36	0.483	98.37
10	90.13	<0.186	<0.216	<0.226	0.839	<0.192	<0.193	10.31	<0.361	<0.483	101.87
11	84.00	<0.186	<0.216	0.531	0.609	<0.192	<0.193	13.06	<0.344	<0.483	98.84
12	88.16	<0.186	<0.216	<0.226	0.733	<0.192	<0.193	14.75	<0.391	0.483	104.03
13	2.90	21.34	22.574	<0.226	2.629	5.208	0.591	4.28	2.794	<0.483	63.21
14	86.36	<0.186	<0.216	0.527	0.631	<0.192	<0.193	12.88	<0.339	0.483	100.73
15	90.58	<0.186	<0.216	<0.226	0.845	<0.192	<0.193	12.04	<0.341	0.483	104.07
16	80.58	<0.186	<0.216	1.240	0.737	<0.192	<0.193	12.79	<0.289	<0.483	95.64
17	86.58	<0.186	<0.216	0.281	0.881	<0.192	<0.193	13.67	<0.384	<0.483	101.82

Примечание. Расположение точек 3-17 см. на рис. 22а. Элементы Au, As, Sb, W, Mo, Sn, Bi, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Токуо, Япония).

Зернистая разновидность самородного Ag представлена мелкими, неправильными выделениями величиной до 0.2 мм. Выделения образуют ритмично-зональные агрегаты совместно с акантитом и гидроксидами Fe. Такие образования фиксируются достаточно часто (рис. 23, табл. 34).

Широким распространением пользуются микровключения акантита в магнетите. Собственно серебряные минералы включают в себя зерна пирита, сфалерита и халькопирита. В гипергенных условиях также идет выделение Ag при разложении серебряносодержащих сульфидов полиметаллов и халькопирита. Об этом свидетельствует форма выделения микровключений минералов в виде каплевидной оторочки вокруг зерен сульфидов – оторочка вокруг зерна халькопирита состоит, в основном, из смеси мелких каплевидных зерен самородного серебра и штернбергита (см. рис. 17).

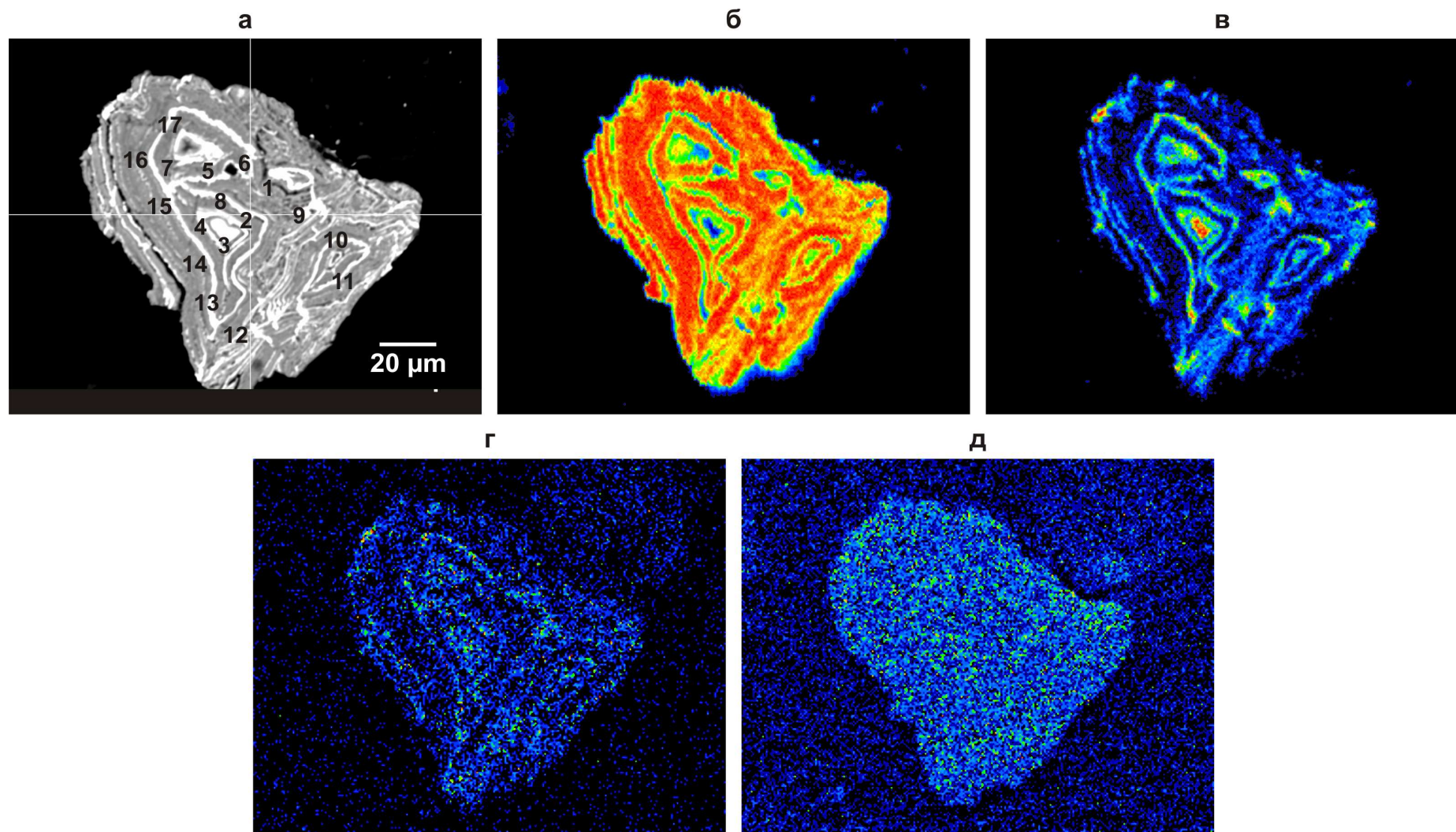


Рис. 23. Корродированное зерно акантита колломорфно-зональной структуры. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-д) – Fe L α (б), Ag L α (в), S L α (г), As L α (д). На рис. 23а: 1-17 – точки определения элементного состава минерала. Изображения получены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 34. Элементный состав корродированного зерна акантита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	As	Fe	Pb	Cu	Si	S	Al	Сумма
1	41.392	<0.196	26.474	0.392	1.140	0.247	9.789	0.612	80.046
2	35.597	<0.196	27.945	<0.216	1.261	0.486	5.899	0.585	71.773
3	78.595	<0.196	5.593	<0.216	0.547	<0.19	12.490	0.479	97.704
4	52.345	<0.196	20.679	0.517	1.402	0.282	9.432	1.158	86.113
5	45.620	<0.196	19.411	0.921	1.450	0.241	9.385	0.879	80.391
6	27.218	0.211	37.578	0.644	1.044	0.451	5.442	0.520	73.108
7	11.446	0.291	49.079	1.999	0.716	0.905	2.742	0.731	68.283
8	3.519	0.299	54.928	2.211	0.340	0.931	0.844	0.624	63.933
9	46.072	<0.196	25.089	<0.216	0.989	0.379	8.056	0.521	81.106
10	3.289	0.265	54.439	2.230	0.377	0.901	0.815	0.775	63.091
11	4.022	<0.196	54.733	1.821	0.355	0.918	1.245	0.644	63.939
12	2.500	<0.196	55.496	2.241	0.354	0.915	0.661	0.503	62.878
13	3.153	0.265	52.844	2.334	0.378	1.051	0.657	0.729	61.411
14	6.386	<0.196	53.432	2.016	0.310	0.962	1.480	0.463	65.049
15	5.853	0.244	53.531	2.151	0.441	0.949	1.102	<0.376	64.647
16	4.392	0.276	53.388	2.491	0.535	0.945	0.794	0.672	63.493
17	3.793	0.285	53.786	2.108	0.439	0.982	0.738	0.701	62.832

Примечание. Расположение точек 1-17 см. на рис. 23 а. Элементы Au, Hg, Sb, Zn, Sn, W, Mo, Bi, Te, Se, Mn, Pt, Pd, Mg, Ti, Ca, Na, K, F, содержание которых не превышают пределы обнаружения во всех измерениях, из таблицы исключены; O и Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Токуо, Япония).

В рыхлых аллювиальных отложениях ручьев Чайка и Искра из сульфосолей серебра отмечаются прустит и пираргирит. Для последнего типичны ассоциации с акантитом и самородным серебром. Такие выделения интенсивно корродированны и окислены (**рис. 24, табл. 35**). Довольно часто подобные агрегаты встречаются в ассоциации со штернбергитом и гидроксидами Fe.

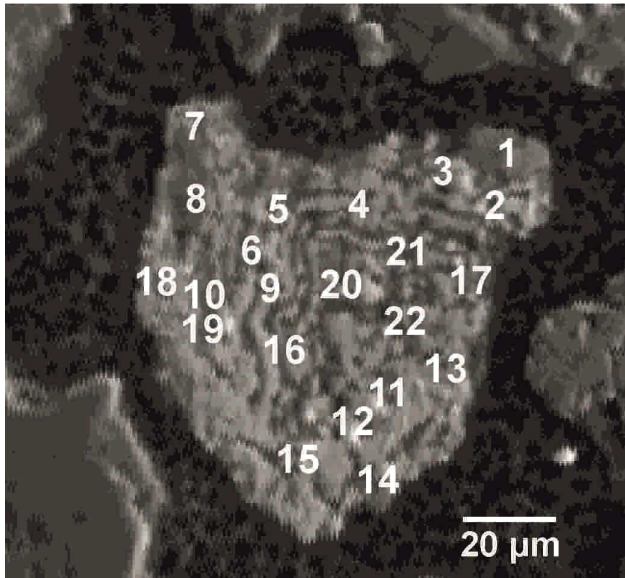


Рис. 24. Интенсивно корродированный метаагрегат тонких выделений пирраргирита, акантита, галенита, штернбергита и оксидов Fe из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах. На рис. 24: 1-22 – точки определения элементного состава минерала. Изображение выполнено на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 35. Состав интенсивно окисленного и корродированного Ag-содержащего агрегата из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	As	Fe	Pb	Cu	Sb	Si	Zn	S	K	Al	Сумма
1	<0.123	10.132	17.995	48.188	0.476	2.045	0.438	1.326	4.15	0.355	1.36	86.46
2	87.272	<0.196	0.653	<0.216	0.645	<0.211	<0.192	<0.193	11.61	<0.195	0.44	100.62
3	51.474	<0.196	0.691	5.857	2.049	<0.211	1.759	<0.193	8.48	<0.195	2.85	73.16
4	85.370	<0.196	0.300	<0.216	0.773	<0.211	<0.192	<0.193	14.75	<0.195	0.61	101.80
5	49.812	0.572	0.558	<0.216	1.060	<0.211	<0.192	<0.193	6.29	<0.195	<0.34	58.63
6	13.320	1.835	18.587	21.471	3.036	7.751	1.363	1.149	5.08	0.251	5.85	79.69
7	0.342	2.743	33.094	13.532	0.529	13.333	2.099	1.162	0.23	0.360	3.59	71.01
8	<0.123	2.642	19.523	13.775	0.867	15.430	6.619	1.556	0.20	1.674	9.05	71.62
9	38.808	0.244	1.237	5.800	2.666	0.408	<0.192	<0.193	6.53	<0.195	1.80	57.50
10	21.023	2.275	13.957	14.445	1.741	11.241	1.393	0.852	7.034	<0.195	5.20	79.378
11	78.726	<0.196	0.292	<0.216	2.735	<0.211	<0.192	<0.193	13.61	<0.195	0.46	95.82
12	70.467	<0.196	<0.186	<0.216	1.875	<0.211	<0.192	<0.193	10.21	<0.195	<0.32	82.87
13	89.879	<0.196	0.284	<0.216	2.693	0.325	<0.192	<0.193	11.16	<0.195	<0.35	104.69
14	4.339	1.954	39.116	8.024	0.664	4.267	1.370	2.441	1.97	0.216	4.35	69.15
15	28.226	1.308	3.265	23.560	2.489	2.176	1.624	<0.193	11.50	1.163	10.24	85.56
16	30.766	1.493	2.566	25.124	2.675	1.555	2.785	<0.193	11.29	0.661	12.77	91.68
17	25.203	1.109	1.559	25.406	2.730	0.602	3.568	<0.193	6.05	0.239	12.06	78.52
18	0.260	8.271	18.464	39.435	0.618	5.137	0.900	1.168	3.67	0.722	2.30	80.94
19	16.436	2.535	14.956	18.938	2.090	12.833	1.500	1.115	7.17	<0.195	6.66	84.51
20	34.767	0.974	1.186	20.370	2.229	0.355	3.820	<0.193	6.88	<0.195	10.80	81.38
21	18.497	1.182	1.033	24.778	4.096	0.457	5.559	<0.193	6.34	<0.195	13.04	74.98
22	18.382	1.320	1.140	27.487	3.138	0.682	3.184	<0.193	4.50	0.436	15.05	75.32

Примечание. Расположение точек 1-22 см. на рис. 24. Элементы Au, Hg, W, Mo, Sn, Bi, Mg, Ti, Cr, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Япония).

Во всех случаях по мере увеличения степени окисления сульфидов и сульфосолей каймы акантита становятся мощнее, замещая реликты первичных минералов. Химический состав такого акантита весьма специфичен и в значительной степени зависит от того минерала, вокруг которого нарастает (Двуреченская, 2001). Эта особенность акантита проявилась и в отложениях потоков рассеяния. Так, например, каемчатый акантит вокруг пираргирита из рыхлых отложений содержит примесь Sb до 5 % (табл. 38 т. 1, 2), а вокруг халькопирита (рис. 25, табл. 36) – Cu до 4.7 %. Сравнивая химический состав гипогенного и гипергенного акантита, установлено, что в последнем практически всегда содержится примесь Se, которая может достигать 1 %.

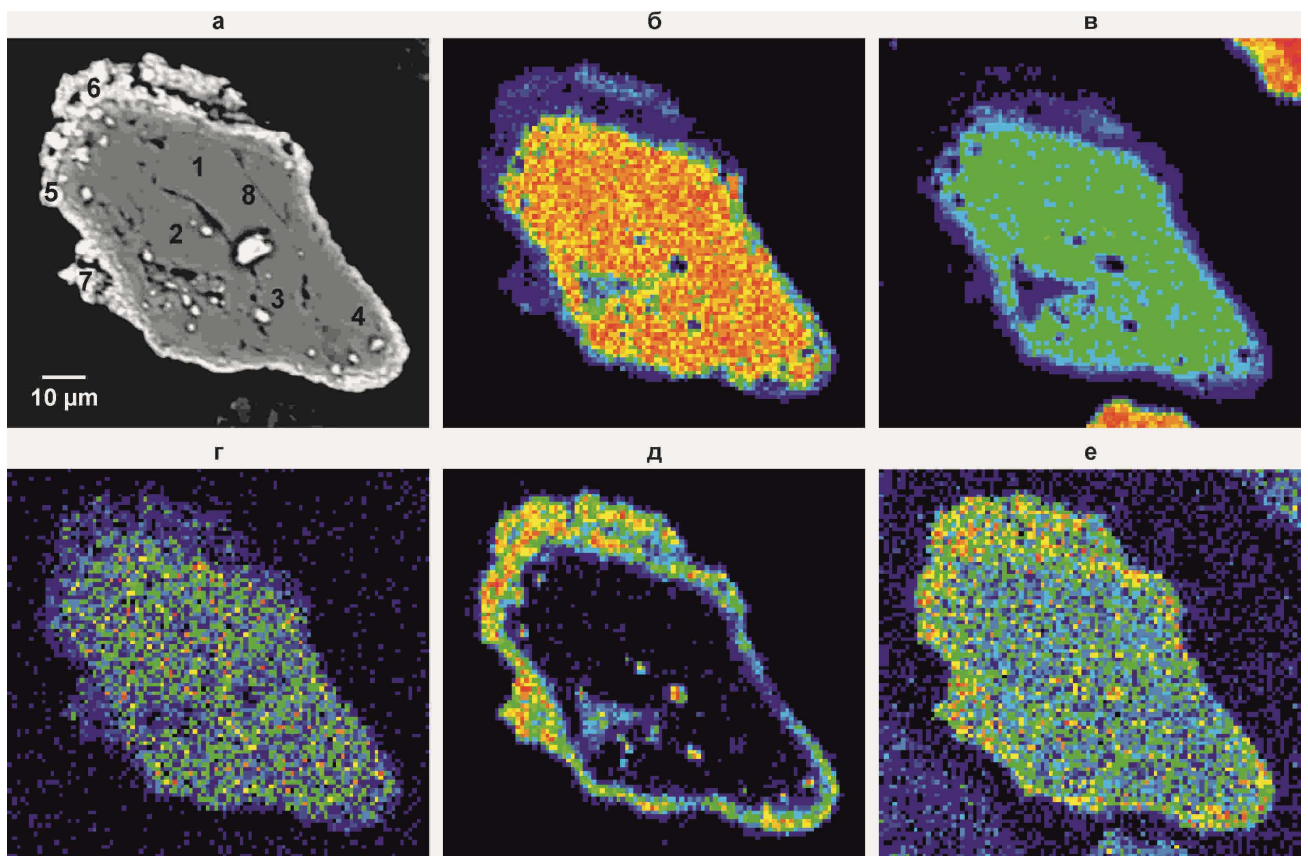


Рис. 25. Зерно халькопирита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения и его элементный состав. Изображение в обратно рассеянных электронах (а): халькопирит (серое) в оторочке каплевидных зерен акантита и самородного Ag (по краям) и многочисленными включениями по всему зерну (белое). Изображения в рентгеновских лучах (б-е) – Cu L α (б), Fe K α (в), S K α (г), Ag K α (д), Hg K α (е). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 36. Элементный состав корродированного зерна халькопирита в оторочке акантита из ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	Fe	Pb	Cu	Zn	S	Al	Сумма
1	2.571	27.366	<0.216	34.273	<0.193	33.553	<0.353	97.763
2	4.036	27.906	<0.216	34.527	<0.193	34.707	<0.353	101.176
3	2.242	27.543	<0.216	33.318	<0.193	33.919	<0.353	97.022
4	<0.123	10.636	48.437	7.200	0.632	8.855	1.761	77.521
5	63.911	0.927	<0.216	1.575	<0.193	10.260	0.611	77.284
6	70.789	4.385	<0.216	4.743	<0.193	14.281	0.507	94.705
7	61.746	3.010	<0.216	4.024	<0.193	11.834	<0.353	80.967
8	1.658	28.248	<0.216	33.291	<0.193	33.915	<0.353	97.112

Примечание. Расположение точек 1-8 см. на рис. 24. Элементы Au, Hg, As, Sb, W, Mo, Sn, Bi, Pt, Pd, Al, Mg, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, F, Cl, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; Pt, Pd и O не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JCXA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Япония).

Многообразие морфологических разновидностей гипергенных минералов Ag Дукатского месторождения объясняется различными условиями их образования.

Гипергенная разновидность маккинстриита $(Ag,Cu)_2S$ на исследуемом месторождении впервые была установлена Двуреченской С.С. (1987). Эта разновидность значительно распространена, но встречается реже акантита. В пределах Дукатского месторождения маккинстриит постоянно ассоциирует с англезитом и ковеллином. В процессе окисления каймы, аналогично акантиту, разрастаются вплоть до полного замещения сульфидов. Сравнивая между собой гипогенную и гипергенную разновидности этого минерала, установлено, что в гипергенной практически не содержится примесей, и таким образом, его состав ближе к теоретической формуле.

Стефанит (Ag_5SbS_4) , обнаруженный в зоне гипергенеза Дукатского месторождения, представлен гипогенной и гипергенной разновидностями. Гипергенный стефанит представлен тонкозернистыми агрегатами и прожилками в гетите и каймами с англезитом вокруг пираргирита и полибазита. Гипергенный стефанит на Дукатском месторождении также был

впервые установлен Двуреченской С.С. Он ассоциирует с гипергенными минералами (гетит, англезит, ярозит), что и послужило причиной отнесения его к группе гипергенных минералов.

Также, как и в рудах, в рыхлых отложениях ЛПР примесная форма серебра установлена в сульфидах и гидроксидах Fe (см. табл. 27). Так, например, максимальные содержания Ag в гидроксидах Fe составили 0.28 мас. %, в окисленном и корродированном пирите – 1.04 мас. %.

Для отложений потоков рассеяния примесь Ag зафиксирована практически во всех сульфидах. Так, например, в зерне халькопирита максимальное содержание Ag составило 1.37 мас. % (см. табл. 27). Таким образом, установлено, что для минералов Ag в рыхлых отложениях потоков рассеяния сохраняются все те же тенденции, что и для руд. В потоках рассеяния обнаружены все те же минералы, что и в рудах, сульфиды так же содержат в себе высокие примеси Ag, и так же, как и в рудах, в потоках основным минералом-концентратором Ag является галенит.

Кроме того, в гипергенных условиях происходит разложение Ag-содержащих минералов, образуются Ag каймы вокруг сульфидов, происходит увеличение доли Ag, вплоть до образования самородного серебра, все это указывает на влияние химических факторов выветривания при формировании ЛПР Дукатского месторождения.

3.2. Формы нахождения Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn

Для наиболее полного представления об особенностях нахождения элементов-индикаторов оруденения в аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих Au-Ag зоны месторождения, под микроскопом детально были изучены все рудные минералы. В рыхлых отложениях ЛПР были установлены частично сохранившиеся пирит, сфалерит, халькопирит и галенит – минералы характерные для средне рудных горизонтов Дукатского месторождения.

Ртуть является одним из типоморфных элементов-индикаторов Au-Ag оруденения. Она характеризует надрудные и верхнерудные горизонты

месторождения. Ртуть достаточно отчетливо прослеживается и в рыхлых отложениях ЛПР. Собственных минеральных форм этот элемент в ЛПР не образует, зато часто встречается в виде примеси практически во всех сульфидах, самородных золоте и серебре, а также в разных вторичных минералах.

ЛПР ртути на изученной площади распространены относительно широко, но проявлены в виде низко-, реже среднеконтрастных АГХП с концентрациями 0.055-0.165 г/т (КК=11-33) (см. гл. 2, табл. 8). Низкие концентрации этого элемента объясняются отсутствием надрудных с частичным сохранением верхнерудных интервалов, для которых Hg является типичной (Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова, 2010).

В **таблице 37** приведены содержания сульфидной (минеральной) и несульфидной (неминеральной) форм Hg в аллювии ручьев, размывающих Au-Ag рудные зоны месторождения. Установлено, что в рыхлых отложениях на протяжении всего потока четко прослеживается преобладание несульфидной формы, которую мы условно относим к сорбционной.

Таблица 37. Химический фазовый анализ. Формы нахождения Hg в рядовых геохимических пробах и большеобъемных минералого-геохимических пробах.

№ п/п	№ пробы	Hg, мг/кг (валовое сод.)	Hg, мг/кг (несульфидная форма)	Hg, мг/кг (сульфидная форма)
1	624<1	0.12	0.08	0.04
2	625<1	0.11	0.09	0.02
3	625-ПР	0.18	0.17	0.01
4	628<1	0.22	0.12	0.10
5	629<1	0.16	0.06	0.10
6	630<1	0.10	0.06	0.04
7	630- ПР	0.13	0.10	0.03

Примесная форма Hg, также как As и Sb, чаще всего ассоциирует с сульфидами Ag – акантитом и штернбергитом (**рис. 26**). Аналогично рудам, в

потоках встречаются зерна галенита (**рис. 27**), для которых также характерна примесь Hg. Относительно высокие содержания Hg установлены в зернах электрума, кюстелита и самородного серебра (см. рис 21, табл. 34). Найдены тонкодисперсные частички ртутистого серебра (см. рис. 20). Аналогичные по составу, но более крупные зерна электрума, кюстелита, самородного серебра и галенита с примесью Hg до 0.5-0.9 % были установлены в рудах Дукатского Au-Ag месторождения.

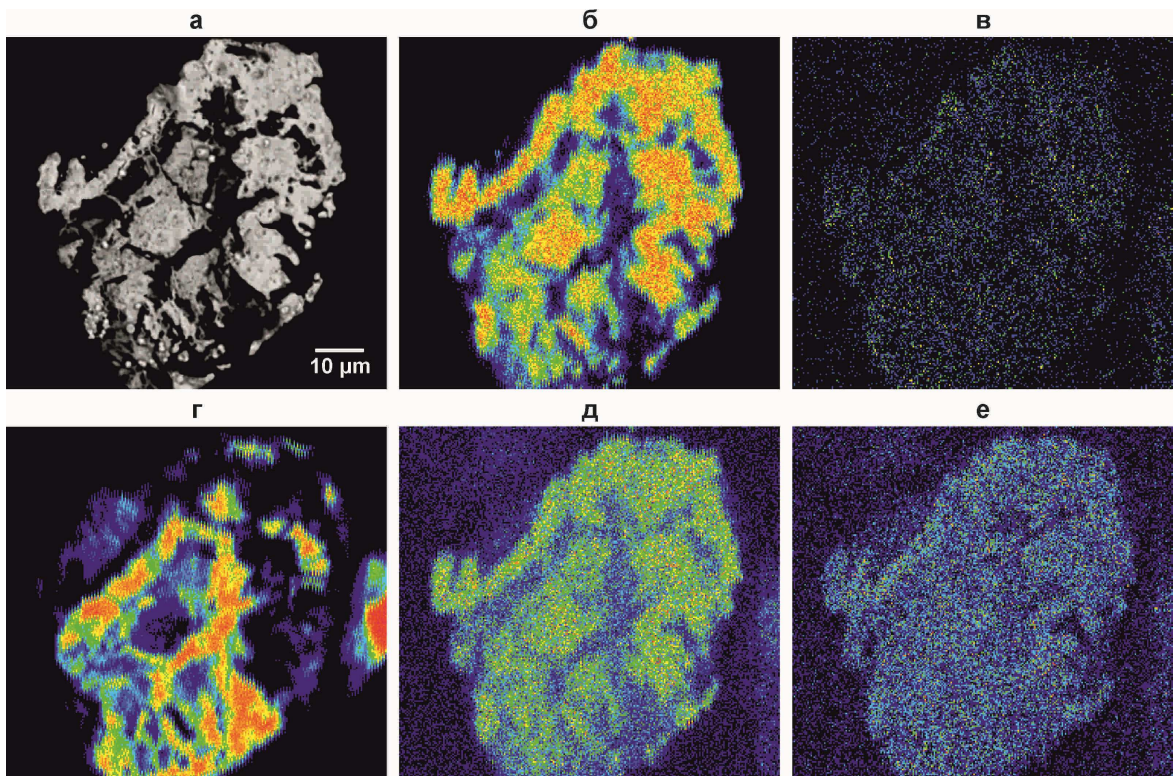


Рис. 26. Гипермеркурный агрегат акантита-штернбергита с примесью Hg из аллювиальных отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского Au-Ag месторождения (рч. Чайка). Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-е) – Ag La (б), Au La (в), Fe La (г), Hg La (д), S La (е). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

С помощью микрозондовых исследований, в большинстве сохранившихся зерен минералов из рыхлых отложений ЛПР, в основном на качественном уровне, была установлена примесная форма Hg, характерная в основном для гипермеркурных минералов. Например – гипермеркурное образование Mn и Pb с примесью Hg (до 0.45%). Подобные соединения встречаются достаточно часто. Мы считаем, что это обломки, предположительно, пьемонтита (**рис. 28**).

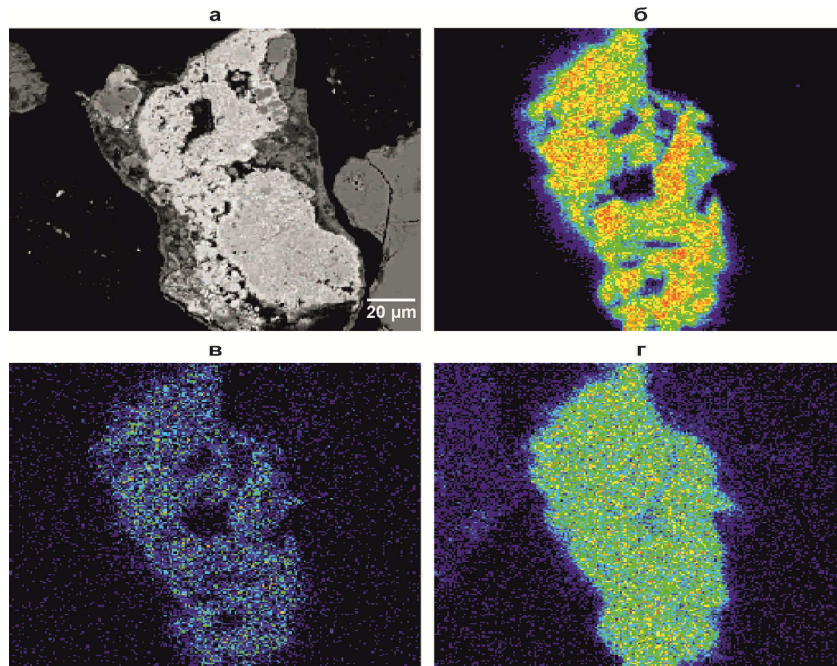


Рис. 27. Зерно галенита из аллювиальных отложений ЛПР Дукатского Au-Ag месторождения (рч. Чайка). Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Pb L α (б), S L α (в), Hg L α (г). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

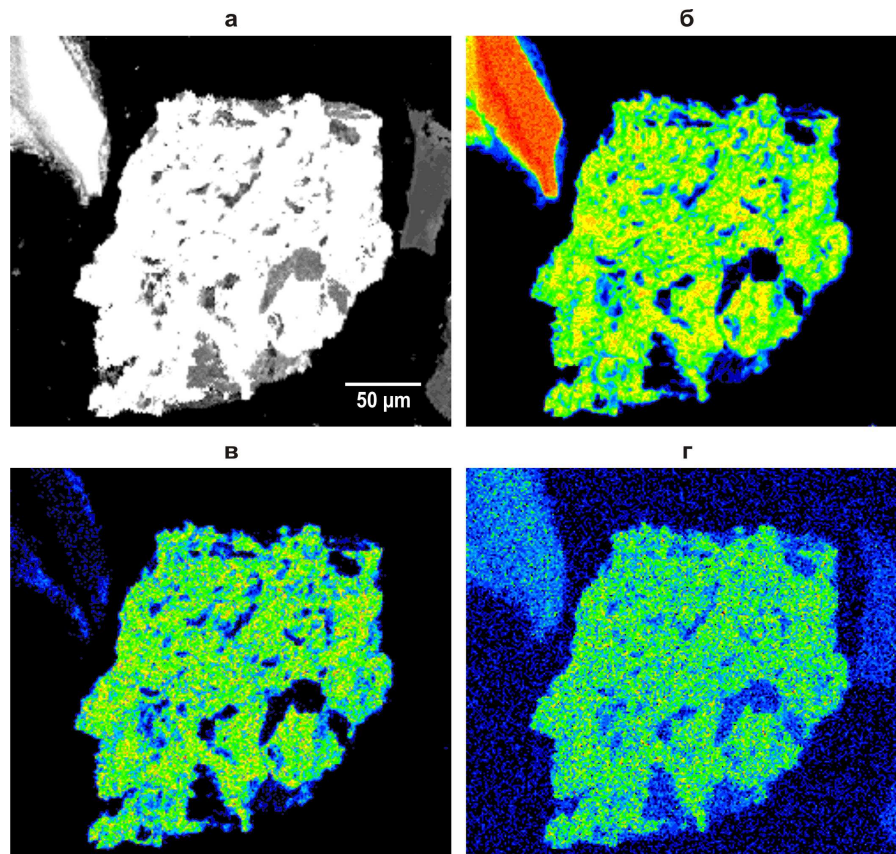


Рис. 28. Гипергенный минерал состава Mn и Pb с примесью Hg (до 0.45 %) из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения (рч. Искра). Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Mn L α (б), Pb K α (в), Hg K α (г). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Сурьма и мышьяк – это еще два важнейших типоморфных элемента-индикатора Au-Ag оруденения.

Из минералов, содержащих сурьму в рыхлых отложениях потоков рассеяния, был установлен только пираргирит. Для него наиболее типичны ассоциации с акантитом. Довольно часто встречаются агрегаты пираргирита, в оторочке сульфидов Ag (**рис. 29**, табл. 38).

Несмотря на то, что на площади Дукатского месторождения мышьяк образует широкие контрастные ЛПР (содержания до 1000 г/т и более) (Кравцова, 2010), в исследуемых рядовых геохимических пробах и большеобъемных минералого-геохимических пробах, отобранных из ручьев Чайка-Искра, содержания As достигают 110 г/т, собственные минеральные ФН As встречаются крайне редко, в основном, в виде единичных корродированных зерен.

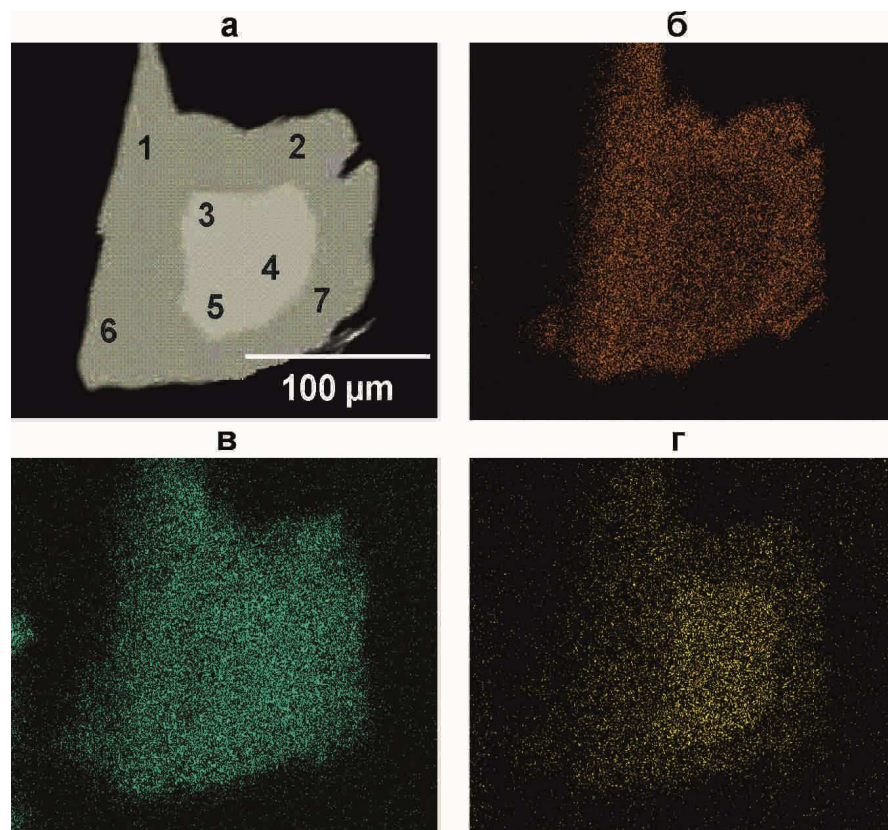


Рис. 29. Срастание пираргирита (светло-серое в центре) и акантита (серое): а – Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Ag Lα (б), S Kα (в), Sb Kα (г). На рис. 29а: 1-7 – точки определения элементного состава минерала. Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 38. Элементный состав рудных минералов из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского Au-Ag месторождения, мас. %.

n	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Hg	S	Сумма	Минералы и минеральные образования
1	0.25	<0.06	<0.04	74.06	3.2	0.42	22.75	100.26	Ag ₂ S
2	0.31	<0.06	<0.04	72.43	5.01	<0.38	21.97	99.72	
3	<0.03	<0.06	0.12	63.76	17.89	<0.38	16.93	98.58	Ag ₃ SbS ₃
4	<0.03	<0.06	<0.04	61.33	20.96	<0.38	16.48	98.77	
5	<0.03	0.10	<0.04	63.67	18.45	<0.38	17.49	99.61	
6	<0.03	<0.06	<0.04	77.02	<0.14	<0.38	22.01	99.04	Ag ₂ S
7	<0.03	<0.06	<0.04	76.9	<0.14	0.40	21.85	98.75	

Примечание. Расположение точек 1-7 см. на рис. 29 а. Элементы Au, As, Se, Te, W, Mo, Sn, Bi, Al, Mg, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышают пределы обнаружения во всех измерениях, из таблицы исключены; O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JCXA-733 (JEOL Ltd, Токуо, Япония).

На Дукатском месторождении арсенопирит имеет относительно широкое распространение во вмещающих породах, в зонах развития площадной сульфидной минерализации. Появление его в ЛПР Au-Ag зон говорит о влиянии вмещающих пород на формирование ЛПР и объясняет широкое проявления аномальных геохимических полей мышьяка на всей площади месторождения. Этим же можно объяснить и то, что значительная часть аномалий мышьяка, выявленная на площади Дукатского рудного узла, не связана не только с золото-серебряными, но и вообще с рудами.

Интересны на наш взгляд образования, состоящие из As, Fe и O, образующие ракушкоподобные формы (**рис. 30**) и где содержания мышьяка в отдельных точках достигают 70-80 %. Подобные, только не разрушенные ракушки самородного As, уже были описаны в рудах вулканогенных Au-Ag месторождений (Кравцова, 2010). Таким образом, появление ракушкоподобных образований в ЛПР является прямым критерием, указывающим на Au-Ag оруденение на изученной площади водосбора.

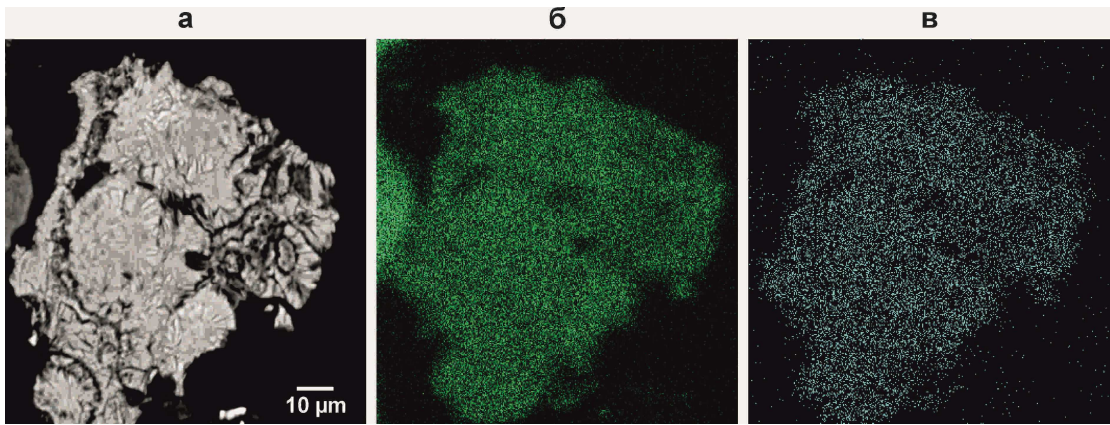


Рис. 30. Зерно состава Fe, As, O. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б, в) – As L α (б), Fe K α (в). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Примесь As характерна и для гидроксидов Fe. Как известно, в ЛПР As находится в виде легко растворимых водных соединений, которые переносятся на значительные расстояния и осаждаются на гидроксидах Fe, обладающих высокой сорбционной способностью. Помимо окисленных разрушенных агрегатов, содержащих As, в аллювиальных отложениях были установлены интенсивно корродированные зерна прустита (**рис. 31**), минерала типичного для верхнерудных горизонтов Au-Ag месторождений.

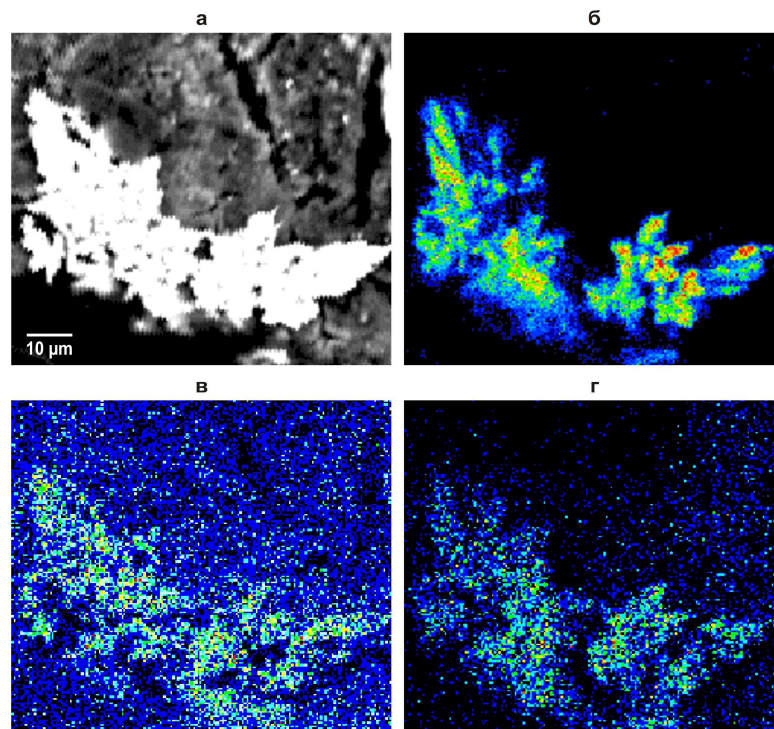


Рис. 31. Корродированное зерно прустита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Ag K α (б), As K α (в), S K α (г). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Вероятнее всего, редко встречающиеся минеральные формы Sb и As в ЛПР, несмотря на значительное количество таковых в рудах (сульфосоли серебра, блеклые руды, As- и Sb-содержащие сульфиды), скорее всего можно объяснить неустойчивостью соединений этих элементов, переходящих в гипергенных условиях в легко подвижные водорастворимые формы.

Медь в потоках рассеяния Дукатского месторождения наиболее часто встречается в виде вторичных минералов, либо реликтов сульфидов в оторочке тех же вторичных минералов.

Достаточно часто зерна халькопирита, сфалерита и галенита находятся в оторочке минералов Ag. Кроме того, в гипергенных условиях идет выделение серебра при разложении серебросодержащих галенита, сфалерита и халькопирита. На это наталкивает форма выделения серебросодержащих минералов в виде каплевидной оторочки вокруг зерен сульфидов (см. рис. 25 и табл. 33). Например, оторочка вокруг зерна халькопирита состоит из смеси мелких каплевидных зерен самородного серебра и штернбергита. Обнаруженные микроскопические (0.001-0.002 мм) выделения самородной серы также указывают на разложение серебросодержащих сульфидов.

Фаматинит (Cu_3SbS_4) в рыхлых отложениях встречается как в виде гипогенной разновидности, так и в виде гипергенной. Гипогенный фаматинит находится в сростках с полибазитом или пираргиритом, корродируется гипергенными минералами и остается в виде реликтов в их массе (Двуреченская, 2001).

Самородная медь в зоне гипергенеза Дукатского месторождения, по материалам С.С. Двуреченской (2001), встречается спорадически и редко образует заметные скопления. Самородная медь представлена, в основном, большими друзами, состоящими из идиоморфных кристаллов размером до 1 см на поверхности углеродистого вещества. Отмечены сложные дендритовидные срастания двойниковых кристаллов. Для самородной меди характерна ассоциация с ковеллином, борнитом, англезитом, акантитом.

Нами в рыхлых отложениях ЛПР самородная медь была установлена всего в нескольких случаях. Обнаруженные выделения самородной меди представлены отдельными яркими желтыми кристаллами игольчатой формы, слабо корродированными по периферии и по трещинам, размеры этих выделений не превышают десятых долей миллиметра (**рис. 32**).

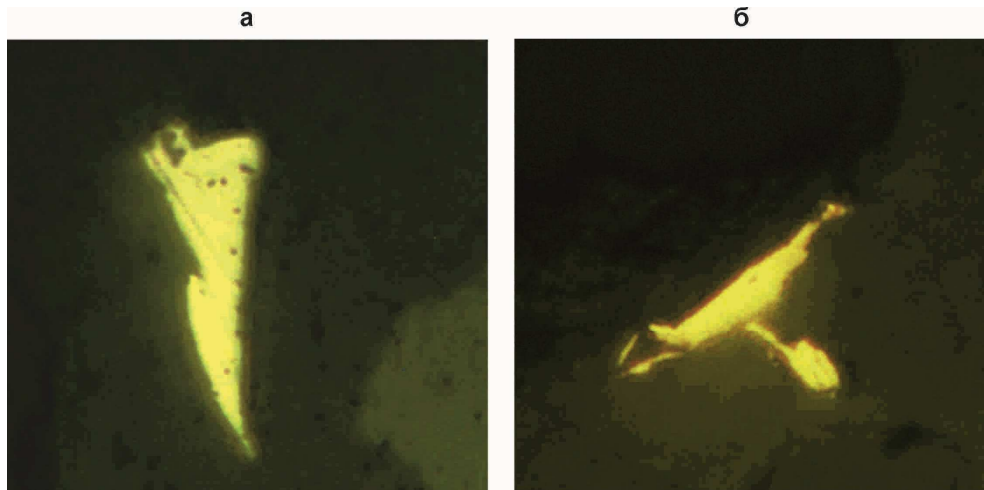


Рис. 32. Игольчатые кристаллы самородной меди из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Ширина поля зрения рисунков: а – 0.6 мм, б – 0.2 мм. Микроскоп. Николи II.

Результатами микрозондовых исследований подтверждено, что самородная медь представляет собой продукт окисления медьсодержащих минералов в зоне гипергенеза. В результате формируются агрегаты оксидов железа с самородной медью, содержащей примесь железа.

В целом, вторичные минералы меди встречаются достаточно редко и в основном представлены халькозином и ковеллином. В качестве примера таких не часто встречающихся выделений вторичных минералов можно привести зерно ковеллина с редкими вкрапленными и развитыми по кайме реликтами халькопирита. Также в этих каймах отмечены выделения самородной меди (**рис. 33**).

Вторичные Cu-содержащие минералы (халькозин, ковеллин, борнит) близки по морфологии и в рыхлых отложениях потоков рассеяния представлены тонкозернистыми скоплениями и прожилками в массе сульфидов, а также в виде

псевдоморфоз по ним, часто в ассоциации с акантитом и англезитом входят в состав кайм, развитых по халькопириту, сфалериту, тетраэдриту и другим сульфидам. Толщина кайм колеблется от сотых долей миллиметра до 0.5 мм. Ковеллин часто представлен мелкими агрегатами тонкопластинчатых кристаллов, радиально-лучистыми сростками и колломорфными выделениями вблизи сульфидов.

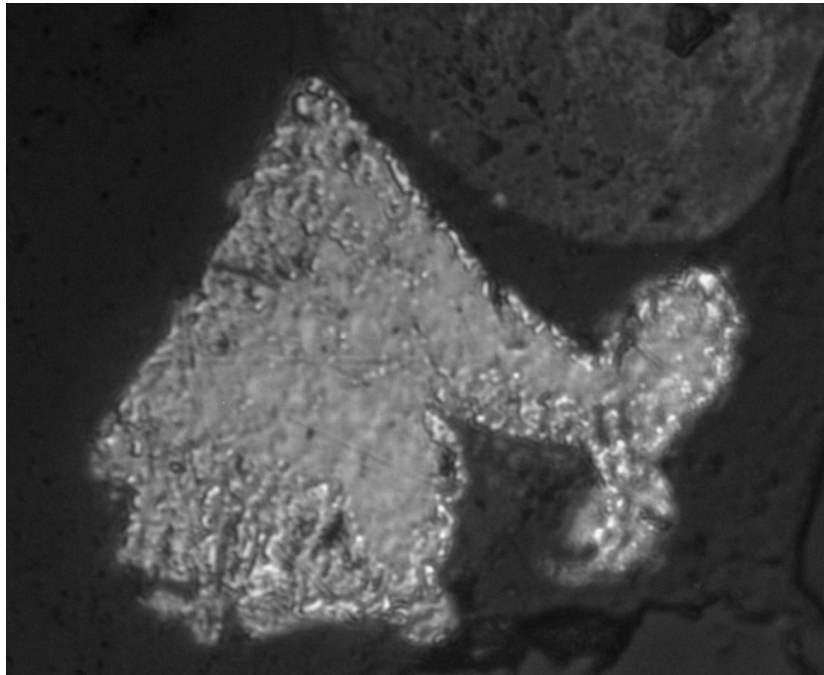


Рис. 33. Ковеллин с реликтами халькопирита и выделениями самородной меди, встречающимися в кайме. Ширина поля зрения рисунка 1.3 мм. Микроскоп. Николи II.

Кроме того, отмечаются тесные сульфидные ассоциации в виде включений одних минералов в других. Например, зерно пирита с мелкими включениями халькопирита, сфалерита, галенита и акантита (**рис. 34**) или агрегаты кристаллов галенита с включениями серебросодержащих минералов.

Кроме сульфидов меди в рудах на месторождении встречаются интерметаллические соединения Cu и Zn (Филимонова, Трубкин, 2006). Л.Г. Филимоновой и Н.В. Трубкиным, было установлено, что выделения найденного сплава представлены гребенчатыми микроагрегатами и по своему составу близки к цинкистой меди (Cu_2Zn). Зоны выделения этого сплава переслаиваются с нерудными минералами (кварц, калиевые полевые шпаты, мелилит, корунд, кальцит и др.).

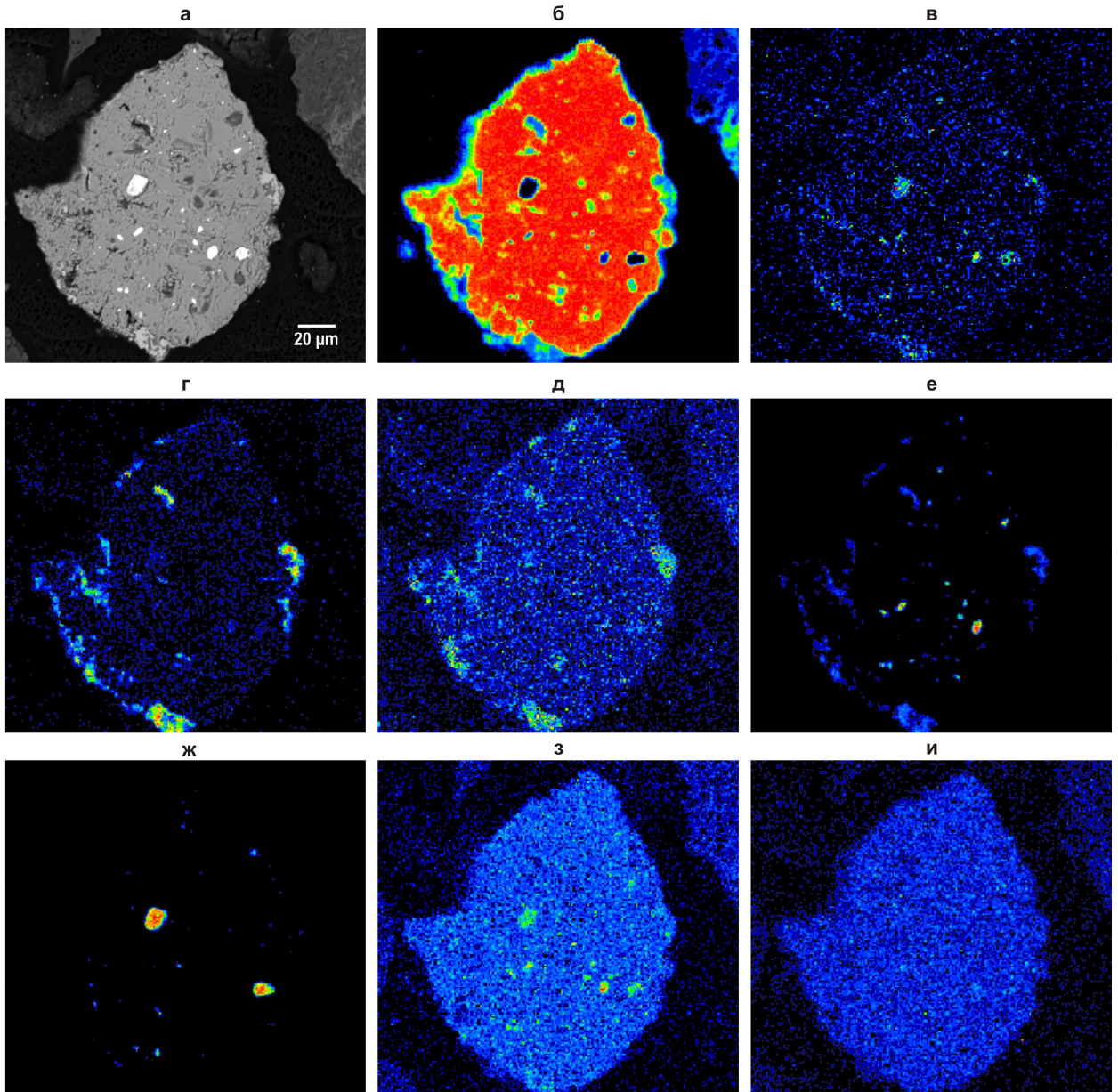


Рис. 34. Зерно пирита с мелкими включениями халькопирита, сфалерита, галенита и акантита. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-и) – Fe K α (б), S K α (в), Cu K α (г), Zn K α (д), Pb K α (е), Ag L α (ж), Hg K α (з), Co K α (и). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Подобные интерметаллические соединения были установлены и в отложениях потоков рассеяния (**рис. 35**). Кроме того, в аллювии были найдены реликты интенсивно разрушенных медных и Cu-содержащих минералов, в которых отмечена примесь Hg. В виде примеси медь установлена также в ассоциации с гидроксидами Fe, в разной степени окисленных и корродированных зернах пирита, штернбергита и акантита.

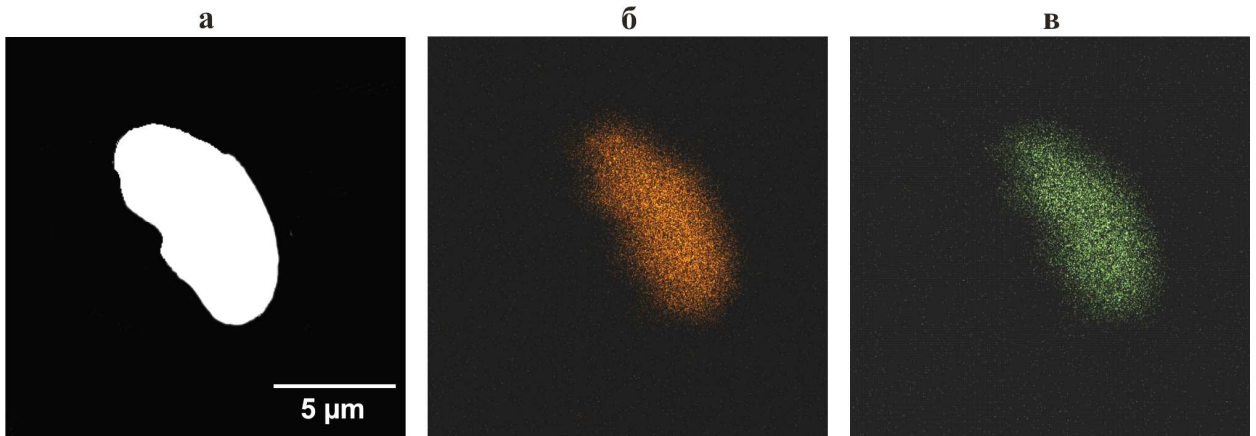


Рис. 35. Микровключение интерметаллического соединения CuZn. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б, в) – Cu K α (б), Zn K α (в). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Свинец в зоне окисления Дукатского месторождения проявляется в основном в виде англезитовой «рубашки» по кристаллам галенита. Нередко такие каймы имеют зональное строение, что объясняется длительностью их формирования и, следовательно, изменением условий. Часто отмечается ассоциация англезита с акантитом, что является типичным для серебряных и золото-серебряных месторождений Северо-Востока России в целом. Это объясняется тем, что для англезита характерна тесная связь с минералами серебра. Кроме того, довольно часто встречаются гидроксиды Fe, которые образуют совместные каймы вокруг галенита, иногда формируя тонкие концентрически-зональные и петельчатые структуры (**рис. 36**).

Собственно галенит встречается довольно часто в виде обломков простой формы. Свежих зерен почти нет – только если в виде включений в магнетите. Самостоятельные зерна появляются значительно реже либо в оторочке церуссита-англезита, либо в реликтовой форме. Встречаются иголки галенита, развивающиеся по корродированному в значительной степени магнетиту, в отдельных случаях такие выделения развиты довольно интенсивно и практически полностью замещают собой все зерно магнетита (**рис. 37**).

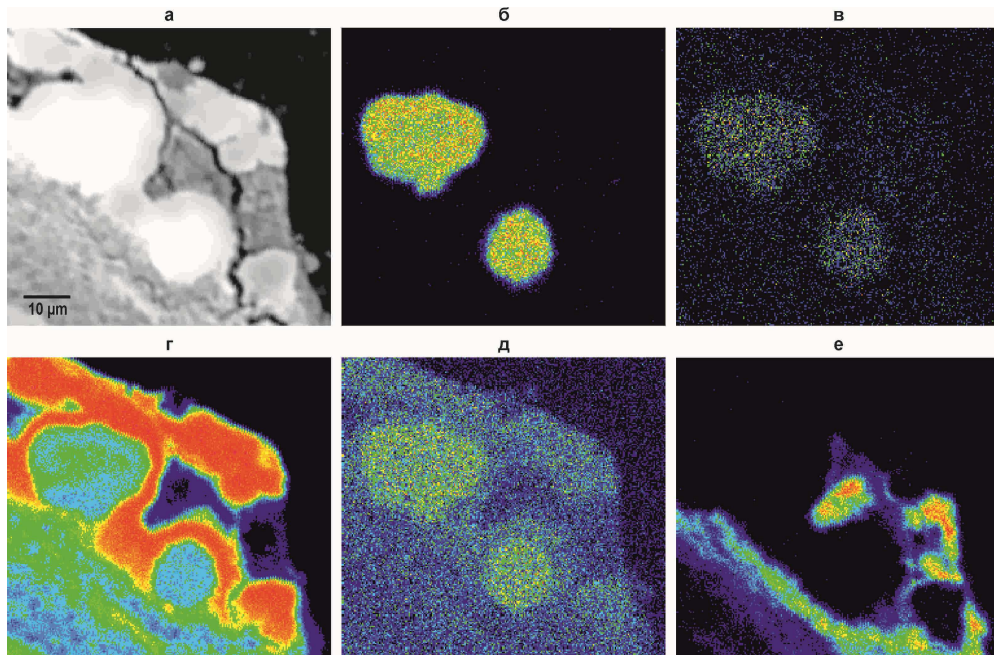


Рис. 36. Галенит в оторочке гидроксидов Fe и Mn. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-е) – Pb K α (б), S K α (в), Fe K α (г), Hg K α (д), Mn K α (е). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

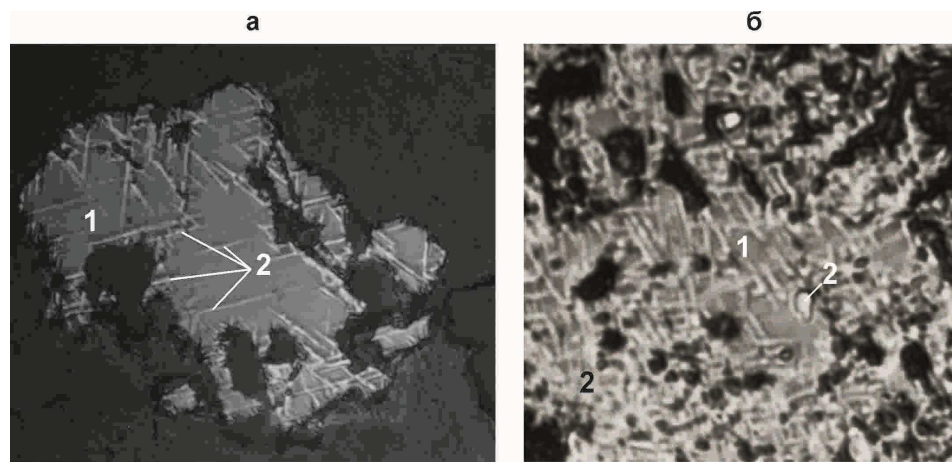


Рис. 37. В значительной степени корродированный магнетит (1, темно-серый), замещается игольчатым галенитом (2, светло-серый до белого): а – слабая степень замещения, б – практически полное замещение. Ширина поля зрения рисунков: а – 1. 2 мм, б – 0.3 мм. Микроскоп. Николи II.

Цинк в потоках рассеяния представлен двумя формами – это, в разной степени, окисленные и корродированные кристаллы сфалерита или интерметаллические соединения с медью (рис. 36). Как и большинство сульфидов, в отложениях потоков рассеяния в виде самостоятельных кристаллов и агрегатов сфалерит практически не встречается. Наиболее часто этот минерал мы находим в оторочке Ag-содержащих минералов (рис. 38, табл. 39).

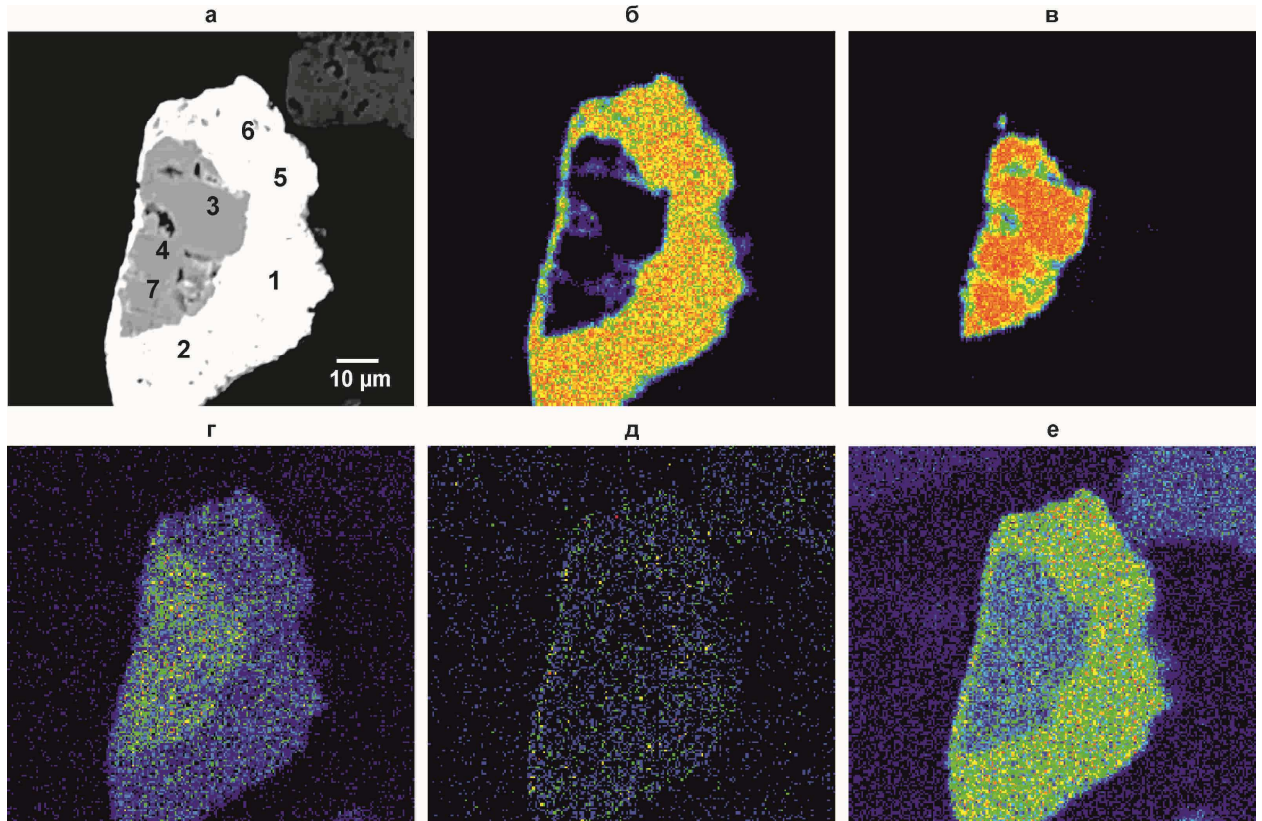


Рис. 38. Сфалерит (серое) в оторочке акантита (белое вокруг). Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-е) – Ag L α (б), Zn K α (в), S K α (г), Au L α (д), Hg K α (е). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 39. Элементный состав сохранившегося зерна сфалерита в оторочке акантита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	Zn	O	Fe	S	Au	Si	Ti	Al	Bi	Сумма
1	83.58	< 0.04	< 0.64	< 0.03	13.52	0.102	< 0.192	< 0.186	< 0.353	2.798	100.0
2	83.80	< 0.04	< 0.64	< 0.03	13.49	0.325	< 0.192	< 0.187	< 0.353	2.380	100.0
3	2.76	< 0.04	30.15	64.65	< 0.143	< 0.19	1.581	0.291	0.567	<0.383	100.0
4	< 0.123	49.74	< 0.64	12.18	34.68	< 0.19	< 0.192	< 0.186	< 0.353	3.395	100.0
5	82.48	< 0.04	< 0.64	< 0.03	13.09	0.020	0.713	< 0.186	0.557	3.139	100.0
6	84.76	< 0.04	< 0.64	< 0.03	13.01	0.238	< 0.192	< 0.186	< 0.353	1.989	100.0
7	< 0.123	53.62	< 0.64	9.54	33.10	< 0.19	< 0.192	< 0.186	< 0.353	3.748	100.0

Примечание. Расположение точек 1-7 см. на рис. 39а. Элементы Hg, Sb, Se, Te, Cu, Pb, W, Mo, Sn, Cr, K, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd. Tokyo. Japan).

3.3. Формы нахождения Mo, W, Sn, Bi, Mn

Говоря об особенностях распределения элементов в потоках рассеяния (см. гл. 2), нами был выявлен ряд элементов, не являющихся индикаторами Au-Ag оруденения, но при этом образующих протяженные, контрастные потоки рассеяния – Mo, W, Sn, Bi, Mn. Большинство этих элементов не подчиняются особенностям распределения, установленным для элементов-индикаторов Au-Ag оруденения.

В главе 2 уже было описано, что образование потоков рассеяния таких «чужеродных» для Au-Ag минерализации элементов вероятнее всего связано с размыванием, характерных для Дукатского месторождения, непромышленных серебро-полиметаллических зон и разных по составу площадных зон рассеянной сульфидной минерализации, особенностями вмещающих пород, а также степенью влияния склоновых процессов на формирование ЛПР.

Резкое отличие в поведении этих элементов от элементов индикаторов отмечается и в том, что в отложениях потоков рассеяния не было установлено и собственных минеральных форм Mo, W, Sn, Bi. Единственным элементом, не характерным для Au-Ag оруденения, но имеющим собственные минеральные ФН является Mn.

В потоках довольно широко представлена группа обломков гидроксидов Fe и Mn, а также их переходные разновидности. Гидроксиды Fe встречаются очень разнообразные по степени окисления и по форме выделения: сплошные неравномерно-зернистые агрегаты, зональные, ритмически-зональные, пятнистые, массивные, пористые, почковидные, брекчированные (рис. 39).

Довольно часто встречаются обломки гидроксидов и оксидов Mn, а также их переходные разновидности, разнообразные по степени окисления и форме выделения. Среди оксидов Mn распространены сплошные и пятнистые неравномерно-зернистые агрегаты.

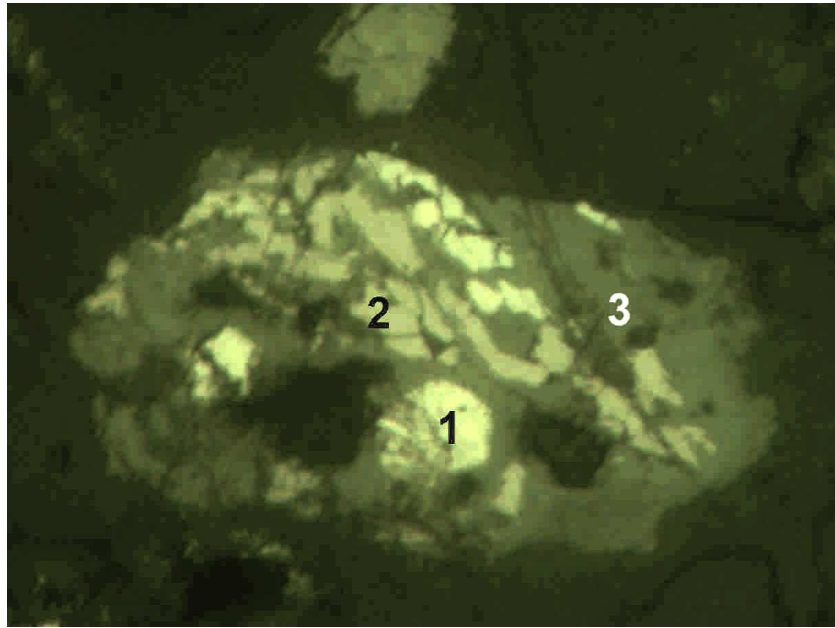


Рис. 39. Реликты пирита (1) и магнетита (2) в ассоциации с гидроксидами Fe (3) из аллювиальных отложений ручьев I-II порядка Дукатского месторождения (уч. Чайка). Ширина поля зрения рисунка 0.7 мм. Микроскоп. Николи II.

Практически всегда гидроксиды Fe и Mn встречаются в пределах одного зерна с переходом одного минерала в другой, образуя ажурную колломорфно-зональную структуру (**рис. 40**). Подобные выделения практически всегда находятся в сростках с нерудной кварц-полевошпатовой составляющей аллювия.

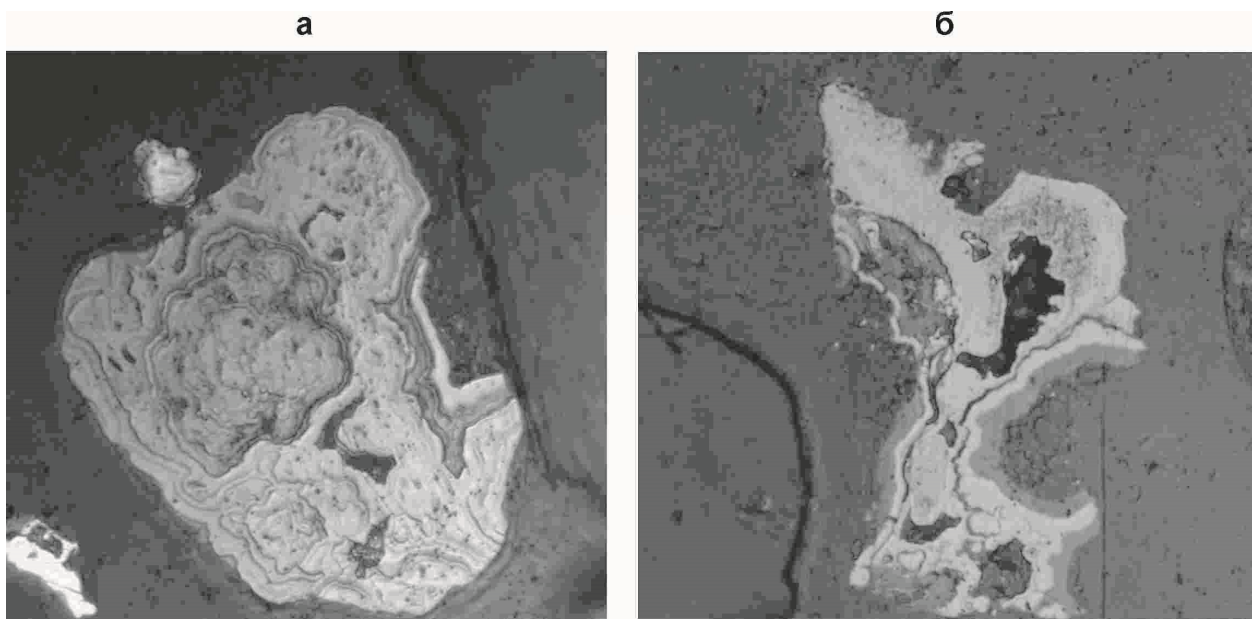


Рис. 40. Гидроксиды Fe и Mn из аллювиальных отложений ручьев I-II порядка Дукатского месторождения (уч. Чайка). Ширина поля зрения рисунков: а – 1.1 мм, б – 0.9 мм. Микроскоп. Николи II.

Гидроксиды Fe и Mn тщательно были изучены и методом РСМА (Павлова Л.А.), но в силу специфики поверхностей пористых и окисленных минералов, получить качественные снимки, а тем более провести количественные определения состава подобных выделений очень сложно, т.к. для окисленных образований характерны низкие суммы. Тем не менее, Павловой Л.А. удалось получить несколько качественных фотографий зерен и замеры в них (рис. 41, табл. 40). Из таблицы видно, что и в рыхлых отложениях ЛПР в окисленных минералах Fe (пирит), присутствует примесь Au и Ag.

Наряду с оксидами и гидроксидами Mn, широким распространением в аллювиальных отложениях ручьев I-II порядка, дренирующих рудные зоны Дукатского золото-серебряного месторождения, пользуются вторичные образования марганца и свинца, содержащие ртуть. Ряд зерен этого гипергенного минерала имеет отчетливо зональное строение, где содержание Hg хорошо коррелируется с содержанием свинца (рис. 42, табл. 41).

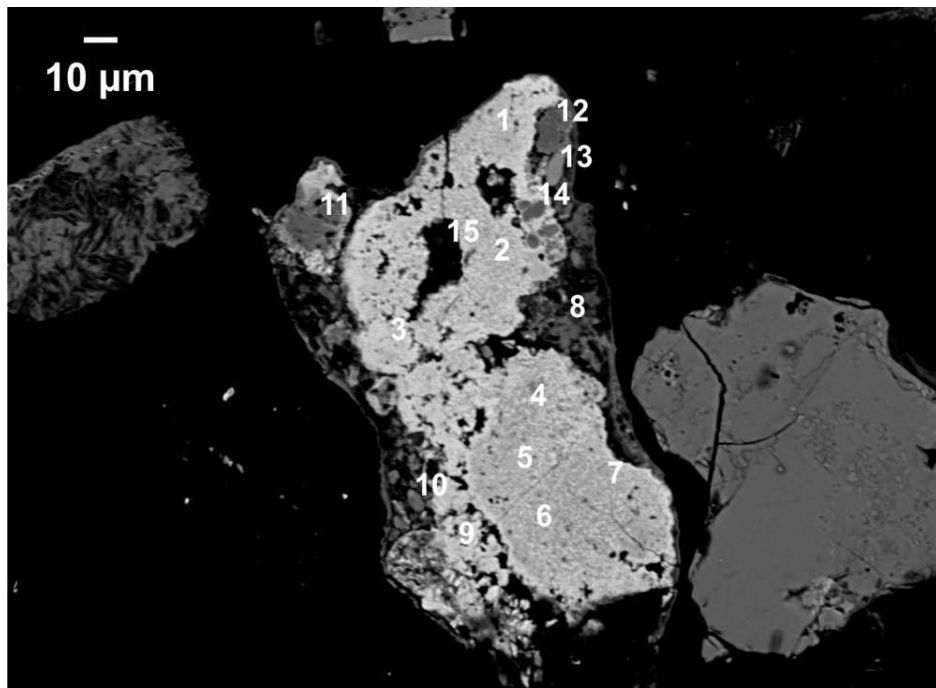


Рис. 41. Агрегат гидроксидов Fe и Mn из аллювиальных отложений ручьев I-II порядка Дукатского месторождения (уч. Чайка). Изображение в обратно рассеянных электронах выполнено на микроанализаторе JCSA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 40. Элементный состав окисленных минералов Fe и Mn из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	Au	As	Si	Pb	Hg	Fe	Sb	Mn	Cr	Al	Сумма
1	< 0.123	< 0.19	< 0.196	0.52	< 0.216	< 0.38	14.311	< 0.105	24.879	< 0.21	3.534	44.70
2	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	7.286	< 0.105	24.073	< 0.21	2.881	36.12
3	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	8.165	< 0.105	23.867	< 0.21	2.555	36.26
4	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	7.158	< 0.105	23.411	< 0.21	2.702	34.99
5	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	7.531	< 0.105	23.734	< 0.21	2.602	35.28
6	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	6.979	< 0.105	21.909	< 0.21	2.539	32.93
7	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	7.078	< 0.105	22.490	< 0.21	2.521	33.97
8	< 0.123	< 0.19	< 0.196	4.24	< 0.216	< 0.38	30.630	< 0.105	1.134	< 0.21	5.779	43.35
9	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	0.699	< 0.38	7.387	< 0.105	20.234	< 0.21	2.208	32.60
10	< 0.123	< 0.19	< 0.196	3.51	0.669	< 0.38	18.017	< 0.105	5.551	< 0.21	4.783	34.09
11	< 0.123	0.77	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	30.812	< 0.105	2.341	< 0.21	2.395	38.26
12	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	6.067	0.768	32.150	4.874	0.713	0.725	3.148	49.81
13	0.58	0.93	0.62	3.34	< 0.216	< 0.38	21.653	4.317	6.422	< 0.21	2.773	42.46
14	< 0.123	< 0.19	< 0.196	< 0.192	< 0.216	< 0.38	9.150	< 0.105	27.066	< 0.21	3.335	41.26
15	< 0.123	< 0.19	< 0.196	2.05	< 0.216	< 0.38	5.107	< 0.105	8.887	8.747	2.261	31.29

Примечание. Расположение точек 1-15 см. на рис. 42. Элементы Se, Te, Cu, Zn, W, Mo, Sn, Bi, Ti, K, Na, Ca, Mg, S, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; F, Cl, O не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Токуо, Япония).

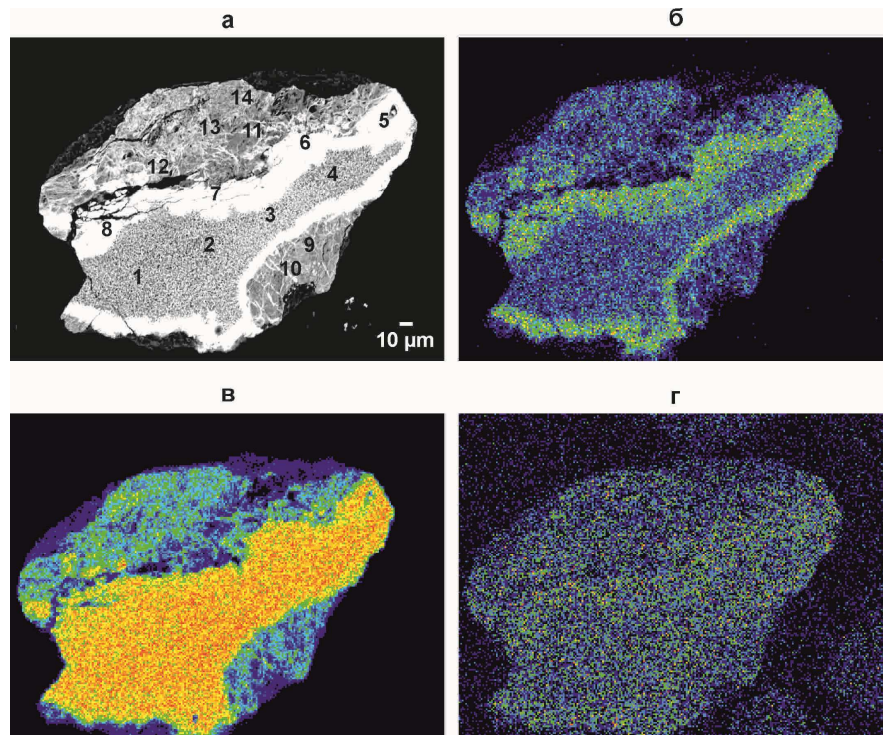


Рис. 42. Агрегат гидроксидов Mn с примесью Hg и Pb из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Pb K α (б), Mn K α (в), Hg K α (г). Изображения выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 41. Элементный состав вторичных образований из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Si	K	Zn	Fe	Mn	Cr	S	Al	Сумма
1	< 0.192	2.10	< 0.04	0.62	41.46	1.30	< 0.143	0.63	47.19
2	< 0.192	2.26	< 0.04	< 0.03	41.27	1.50	< 0.143	< 0.353	46.77
3	< 0.192	1.69	< 0.04	< 0.03	41.56	0.88	< 0.143	0.51	46.08
4	< 0.192	1.66	< 0.04	< 0.03	40.12	1.36	< 0.143	0.51	45.41
5	< 0.192	< 0.124	0.99	< 0.03	36.43	< 0.21	< 0.143	< 0.353	39.23
6	< 0.192	< 0.124	0.99	< 0.03	37.25	< 0.21	< 0.143	< 0.353	39.84
7	< 0.192	< 0.124	0.88	< 0.03	39.65	< 0.21	< 0.143	< 0.353	41.80
8	< 0.192	< 0.124	0.87	< 0.03	36.43	< 0.21	< 0.143	< 0.353	39.00
9	5.72	< 0.124	0.69	11.12	23.06	< 0.21	< 0.143	3.28	44.50
10	7.65	< 0.124	0.77	22.11	11.69	< 0.21	< 0.143	6.29	49.74
11	4.07	< 0.124	1.21	38.59	6.75	< 0.21	< 0.143	2.24	53.31
12	3.54	< 0.124	0.57	3.09	28.23	< 0.21	< 0.143	4.56	40.60
13	4.12	< 0.124	0.67	18.95	18.65	< 0.21	< 0.143	2.77	45.98
14	7.13	< 0.124	< 0.04	7.69	23.05	< 0.21	< 0.143	6.53	45.50
15	7.13	< 0.124	< 0.04	7.60	23.28	< 0.21	< 0.143	6.53	45.68

Примечание. Расположение точек 1-15 см. на рис. 42 а. Элементы Au, Ag, Hg, Sb, Se, Te, Cu, Pb, W, Mo, Sn, Bi, Ti, Na, Ca, Mg, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены. Pd, Pt, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Япония).

Необходимо подчеркнуть, что если в вулканоплутоногенных Au-Ag рудах широким развитием пользуются минералы марганца – родонит, родохрозит и пиролюзит, то в вулканогенных эти минералы отсутствуют, зато в околорудно-изменённых породах, что необычно, эпидот широко представлен марганцевой разновидностью – пьмонтитом, который легко размывается водой. Как следствие, несмотря на то, что аномалии Mn широко проявлены в ЛПР участка Чайка, к типоморфным элементам-индикаторам вулканогенного Au-Ag типа минерализации этот элемент не относится.

В рудах Mn на нижних горизонтах месторождения встречается в основном в силикатной (родонит) форме. Силикаты Mn в гипергенной среде значительно устойчивее карбонатов, поэтому можно предположить, что отсутствие собственных минеральных форм Mn в рыхлых отложениях ЛПР указывает на то, что ручьями дренируются верхне-среднерудные горизонты месторождения.

Филимоновой и др. (1995) в рудах Дукатского месторождения были установлены три типа агрегатов, содержащих гидрооксиды Mn, сменяющие друг друга по мере удаления от предполагаемого источника древней рудоносной гидротермальной системы, позволяющие судить об эрозионном срезе серебрянорудных полей вулканических поясов. К исследуемому участку, в основании левых и правых бортов рч. Искра и Чайка приурочена коронадит-тодорокитовая ассоциация. Здесь широко распространены плотные темно-коричневые колломорфные агрегаты, которые располагаются на поверхности четко выраженных граней прозрачных кристаллов кварца и темно-зеленого Fe-хлорита. Такая ассоциация характерна для наиболее эродированных участков субвулканических тел центральной, относительно приподнятой части вулкано-купольной структуры. Кроме того, в колломорфных агрегатах установлены микронные (1-2 мкм) дендриты самородного серебра и цинкита (Филимонова и др, 1995).

3.4. Обсуждение полученных результатов

То, что гипергенное Au чаще представлено электрумом и самородным золотом, подтверждается и данными С.С. Двуреченской (2001), детально изучавшей гипергенные минералы зоны окисления Дукатского месторождения. По ее мнению «Гипергенное самородное золото концентрируется исключительно в верхних частях зоны окисления месторождений. Минерал образуется в непосредственной близости от гипогенной фазы Au-Ag состава, которая является источником золота. Гипогенное самородное Au в сильно окислительной обстановке разрушается, образуя малоподвижные комплексы $[\text{AuHSO}_4]^0$ или $[\text{AuHS}_2\text{O}_3]$. Оно тут же «оседает» на восстановительном барьере. Этим барьером служит сильнейший восстановитель $[\text{FeHSO}_4]^+$. По мнению автора, самородное Au подобно самородному Ag, образуется по реакции $[\text{FeHSO}_4]^+ + [\text{AuHSO}_4]^0 \rightarrow [\text{FeHSO}_4]^{2+} + \text{Au} + \text{H}^+ + \text{SO}_4^{2+}$. Сформировавшийся комплекс $[\text{FeHSO}_4]^{2+}$ гидролизует до гётита. Часть высвободившегося Ag из минералов Au-Ag ряда расходуется на развитие полос акантита, чередующегося с гётитом».

Подтверждением существования «связанной» формы Au в сульфидах служат проведенные ранее исследования этих минералов в рудах. Значительный вклад в изучение особенностей распределения и нахождения неминеральной формы золота в сульфидах золото-серебряных месторождений Северо-Востока России был внесен Р.Г. Кравцовой и В.Л. Таусоном (Кравцова, Соломонова, 1984; Кравцова, 1985, 2010; Кравцова, Андрулайтис, 1989, 1991; Таусон, Кравцова, 2002, 2004; Таусон и др., 2002, 2004, 2008, 2009, 2014).

Распределение Au в минералах-концентраторах характеризуется значительной неравномерностью. Повышенные содержания Au отмечаются в первую очередь в пирите, железистом сфалерите и галените. Следует отметить, что основной объем работ проведен на примере пирита, т.к. этот минерал является самым широко распространенным сквозным

минералом и, следовательно, одним из наиболее интересных и удобных объектов для подобных исследований.

В пиритах руд Au-Ag месторождений, в том числе Дукатского, В.Л. Таусоном и Р.Г. Кравцовой было установлено существование двух основных ФН равномерно распределенного Au – структурной и поверхностно-связанной (Таусон, Кравцова, 2002, 2004; Таусон и др., 2002, 2004, 2008, 2009, 2014). В подавляющем большинстве случаев равномерно распределенное Au в пирите является химически связанным. Оно входит в структуру пирита и в структуры находящихся на поверхности кристаллов наноразмерных неавтономных фаз.

Анализ результатов метода статистических выборок аналитических данных для монокристаллов (СВАДМ) обнаруживает закономерность снижения среднего содержания равномерно распределенного Au при увеличении размера кристалла, т.е. при снижении площади удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке, что также указывает на существование двух основных форм равномерно распределенного Au (Таусон, Кравцова, 2002, 2004, Таусон и др., 2014).

Данные по другим рудным минералам (галенит, арсенопирит, магнетит) позволяют предположить, что зависимость содержания однородно распределенного Au от размера или удельной поверхности кристалла, приуроченность значительной его части к поверхности является общим свойством рудных минералов (Таусон и др., 2014).

Становится понятным, почему связанное с сульфидами Au широко проявлено в сохранившихся сульфидных минералах аллювиальных отложений литохимических потоков рассеяния золото-серебряных зон Дукатского месторождения. Естественно предположить, что существование двух основных форм равномерно распределенного золота в них – структурной и поверхностно-связанной, также, пусть частично, но сохраняется.

По данным Наталенко и др. (1977), в минералах серебра продуктивных ассоциаций и в гипергенных – пираргирите, штрмейерите, дендритах самородного серебра, содержания золота (данные атомно-абсорбционного анализа) на несколько порядков выше, чем в рассмотренных ранее жильных и рудных минералах – аргентит (1176 г/т Au), пираргирит (5880 г/т Au), штрмейерит (2010 г/т Au), самородное серебро (2500 г/т Au).

По всей вероятности, золото в ЛПР Au-Ag месторождений кроме руд, в значительной степени, связано с ореольными зонами (околорудными метасоматитами) Au-Ag месторождений, имеющими широкое площадное распространение. Было установлено, что основным концентратором Au в рудах и основным концентратором и носителем в ореольных зонах являются сульфиды, в основном, пирит, в котором так называемое «связанное» невидимое Au – сорбционная форма и производные от нее – составляют 90 % и более (Кравцова, Соломонова, 1984).

Несмотря на имеющиеся различия между ФН элементов-индикаторов в рудах и в отложениях ЛПР, связанные в большей степени с процессами зоны гипергенеза, ФН Hg Au, Ag, Sb, As, Cu, Zn, Pb, Mn, Fe, Hg в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния теснейшим образом связано с особенностями состава первичных руд и ФН в них этих элементов.

Эти формы нахождения (минеральные и неминеральные) в образцах, отобранных из рыхлых отложений водотоков, дренирующих рудные жилы и зоны, по крайней мере, в головной части потока, отражают особенности вещественного состава изученных зон и в достаточной степени идентифицируются с первичными рудами, и по всей вероятности, являются одним из признаков при оценки уровня эрозионного среза зон. Таким образом установлено, что водотоки, дренирующие центральную часть Дукатского Au-Ag месторождения, вскрывают в основном его верхне- и среднерудные горизонты.

Микроминеральный и элементный состав золотосодержащих образцов, отобранных из рыхлых отложений водотоков, дренирующих месторождение,

отражает особенности вещественного состава изученных зон. Этот состав в достаточной степени идентифицируется с первичными рудами, где одним из главных являются тонкодисперсное самородное золото, его интерметаллические соединения (электрум) и так называемое «связанное» Au.

По всей вероятности, Au в потоках рассеяния Au-Ag месторождений, кроме руд, в значительной степени связано с ореольными зонами, имеющими широкое площадное распространение. Было установлено, что основным концентратором Au в рудах и основным концентратором и носителем в ореольных зонах являются сульфиды, в основном, пирит (Кравцова, Соломонова, 1984). В пирите преобладает поверхностно-связанное Au – сорбционная форма и производные от нее (90-99 %) (Таусон, Кравцова, 2002).

Очевидно, что постоянное присутствие в рудах и высокий процент в ореольных зонах золота в ультрадисперсной и т.н. «подвижной» формах, оказывает существенное влияние на формирование литохимических потоков, следовательно, золото в рыхлых отложениях изученных потоков рассеяния Au-Ag месторождений тесно связано с пиритом, халькопиритом, аргентитом-акантитом, штернбергитом и сульфосолями серебра (пруститом, пираргиритом) – примесная форма. Но основным концентратором в рудах и носителем золота в ореольных зонах (околорудных метасоматитах) Au-Ag месторождений, как было установлено ранее, является пирит, в котором доля «связанного» невидимого Au составляет 90 % и более. Естественно, что высокий процент в рудах и ореольных зонах «связанного» с сульфидами, легко выщелачиваемого обычными кислотами Au, т.е. Au находящегося в подвижной форме, оказывает существенное влияние на формирование литохимических потоков даже в условиях криолитогенеза.

Обогащенность золотом, и в целом рудными элементами, рыхлого материала гранулометрической фракции -0.25 мм определяется широким развитием в тонких фракциях глинистых минералов и широкого спектра гидроксидов Fe и Mn, обладающих высокой сорбционной способностью. Установлено, что значительная часть подвижных микропримесных (ультрадисперсных, коллоиднодисперсных, сорбционных и т.п.) форм Au связана именно с этими образованиями и что, в

отличие от большинства других рудных элементов, если учесть состав первичных руд, для Au эти формы в потоках рассеяния будут преобладающими.

Изучение форм нахождения элементов-индикаторов в рудах и ореолах месторождений является крайне важной задачей в процессе проведения поисково-разведочных работ, поскольку позволяет получать информацию о распространении минеральных и неминеральных форм основных рудных элементов, в первую очередь Au и Ag.

Полученные данные имеют огромное практическое значение при оценке перспектив геохимических аномалий, выявленных по литохимическим потокам рассеяния – для выявления рудно-формационной принадлежности аномалий, выявления зональности, определения эрозионного среза зон и участков, прогноза оруденения на глубину.

Этот критерий может применяться на всех стадиях геохимического изучения золото- и сереброносных площадей, начиная с прогнозной оценки аномалий на слабо изученных территориях, до детальных работ на конкретных рудных объектах.

ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ

На формирование потоков рассеяния влияет множество факторов различной природы. Кроме традиционных взглядов, о том, что в зоне криолитогенеза основную роль играют только процессы физического выветривания, некоторые исследователи (Двуреченская 2001, Берман 1981, Кузнецов 1974, Кравцова 1989, 1991, 2007) считают, что химические процессы также играют значительную роль при формировании отложений ЛПР на месторождениях Северо-Востока России.

Наши исследования подтверждают мнение, что при изучении условий формирования ЛПР в зонах криолитогенеза нельзя не учитывать и роль химических факторов, в первую очередь хемосорбции. Физико-химические процессы в условиях гипергенеза представляют собой сложный комплекс явлений, приводящих к изменению физического и химического состояния горных пород и минералов, перемещению вещества путем растворения, переноса и переотложения. При изучении условий формирования потоков рассеяния продолжение исследований в этом направлении представляется достаточно важным.

Третье защищаемое положение: В зонах криолитогенеза, в условиях современной гидросети, где процессы физического выветривания являются главными, при формировании ЛПР, установлена существенная роль химических факторов, в первую очередь хемосорбции. Основные факторы, влияющие на процессы хемосорбции – высокий процент в рудах и ореольных зонах подвижных форм элементов, широкое развитие глинистых минералов и гидроксидов Fe и Mn.

В данной главе на основании описанных выше качественного и количественного составов рыхлых отложений водотоков, а также характера и особенностей распределения основных элементов-индикаторов «первичного»

Au-Ag оруденения в ЛПР, а также изменения ФН элементов-индикаторов в рыхлых отложениях потоков рассеяния по сравнению с рудами, описанных в предыдущих главах, рассматриваются особенности формирования потоков рассеяния элементов-индикаторов Au-Ag оруденения (табл. 42). Основное внимание уделяется факторам, приводящим к смещению количественных взаимоотношений между элементами, изменению ФН элементов и появлению новых, «чужеродных» для Au-Ag руд элементов, и в целом, усложняющих картину АГХП в пределах изучаемой территории.

К таким факторам относятся свойства химических элементов, процессы химического выветривания, а также факторы условий внешней среды, такие как разветвленность гидросети, динамический режим и состав подземных вод, климат и мерзлотные условия, влияние склоновых процессов, морфология рудных тел, уровень эрозионного среза.

Выветривание – процесс изменения и разрушения минералов и горных пород на поверхности Земли под воздействием физических, химических и органических агентов (Геологический словарь, 1973). Факторы, влияющие на процессы гипергенеза в целом известны – это морфология района, климат, морфология первичных рудных залежей, минеральный состав первичных руд и жильных образований, вмещающих пород, степень их трещиноватости, уровень эрозионного среза, разветвленность гидросети, состав подземных вод и их подвижность.

Различают физическое (механическое) и химическое выветривание. Некоторые выделяют также органическое выветривание. Физическое выветривание происходит под воздействием климатических изменений – температуры, ветра, замерзания и оттаивания воды в трещинах (особенно это активно проявлено в полярных районах – морозное выветривание), деятельности животных и растений (сверление, рост корней и т. п.); испарения и кристаллизации солей, содержащихся в воде (инсоляционное выветривание характерно для пустынь), и приводит как к дезинтеграции пород и минералов, так и к образованию обломков различных размеров.

Таблица 42. Общая характеристика функциональных связей минерального состава в ряду руда → зона окисления → литохимический поток рассеяния для Au-Ag зон Дукатского месторождения. Составлена автором по материалам (Сидоров и др., 1989; Двуреченская, 2001; Сахарова, Брызгалов, 1981; Раевская, Калинин, 1983; Раевская, Калинин, 1983; Кравцова, 2010).

Руда	Зона окисления	Литохимический поток рассеяния
Рудные минералы		
самородное Ag; самородное Au; аргентит; кюстелит; электрум; штернбергит; науманит; гессит; галенит; пирагирит; арсенопирит; сфалерит; клеюфан; халькопирит; пирит; пирротин; стефанит; петцит; фаматинит; антимонит	самородное Ag; самородное Au; электрум; разрушенные зерна акантита, пираргирита, штернбергита; частично сохранившиеся зерна и обломки галенита, сфалерита, пирита, обломки пирротина, халькопирита; обломки магнетита, оксиды и гидроксиды Fe и Mn; вторичные минералы – ярозит, англезит, церуссит, смитсонит, халькозин, ковеллин; реже встречаются самородные S и Cu, водорастворимые сульфаты Cu, Fe и Zn – малахит, азурит, борнит, скородит	самородное Au; штрмейерит и пираргирит, обогащенные Au; электрум иногда с образованием высокопробные каймы Au; кюстелит; самородное Ag значительно «чище» по сравнению с гипогенным; акантит; штернбергит интенсивно корродированный; при разложении сложных сульфидов происходит разделение на простые; пираргирит интенсивно окисленный и корродированный; гидроксиды и оксиды Fe и Mn колломорфно-зональной структуры с примесью As, Au, Ag, Hg и Pb; обломки магнетита в разной степени окисленного; гематит; англезит и церуссит; редко встречаются галенит, пирит пирротин, халькопирит, сфалерит в оторочке серебряных и вторичных минералов; в меньшей степени распространены полибазит, стефанит; крайне редко – андорит, гессит, канфильдит, алларгентум, ялпаит; гипергенные агрегаты Mn и Pb с примесью Hg, возможно пьомонит; минеральных форм As не найдено, возможно установлен питтицит; самородная Cu; интерметаллические соединения Cu и Zn
Нерудные минералы		
кварц; адуляр; хлорит; пьомонит; сидерит	разрушенные кварц и полевые шпаты (до 60 %); серицит (до 40 %); гидрослюда и каолинит (до 10 %); карбонаты, эпидот и хлорит (до 5 %)	практически разрушенные плагиоклазы, карбонат, оливины, амфиболы, пироксены, слюды, адуляр, мусковит; серицит; гидрослюда и каолинит, монтмориллонит; иллит, ярозит

Химическое выветривание происходит под воздействием воды, кислорода и углекислоты воздуха, а также биохимических процессов, связанных с жизнедеятельностью организмов, особенно бактерий в почвенном слое, а также с разложением органического вещества. Вода действует путем непосредственного растворения, окисления, восстановления, гидратации (вытеснение ионом H^+ оснований из минералов), гидролиза (полный распад минералов) и карбонатизации (Войткевич, Закруткина, 1976; Короновский, Ясаманов, 2003). Кислород является энергичным окислителем, углекислота повышает химическую активность вод за счет увеличения концентрации ионов водорода. При этом процессе значительная часть вещества переходит в раствор (коллоидный и ионный) и вступает на путь миграции. Поэтому чем больше поверхность соприкосновения этих двух сред, т.е. чем более пористая и трещиноватая порода или чем больше она измельчена, тем интенсивнее она химически выветривается.

Процессы химического и физического выветривания происходят неразрывно друг от друга и взаимосвязаны, но в зависимости от физико-географических условий преобладает тот или иной тип выветривания.

Подвижность химических элементов, в том числе и в криолитозоне зависит от множества факторов. С. Л. Шварцевым (1963) по результатам гидрогеохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты установлен ряд геохимической подвижности элементов (в порядке возрастания): Ti – Ni – Be – V – Mo – Fe – Mn – Cr – Pb – Co – Sn – Ba – Ca – Cu – (As, Ag) – Mg – Na – Zn – Sb. Последовательность подвижности элементов определяется не только типом среды, но и типом образующихся соединений, их растворимостью, внутренними свойствами химических элементов и особенно строением их электронной оболочки.

Миграция элементов в криолитозоне связана с поверхностными и подземным водотокам (при положительной температуре), и мерзлыми породами (при отрицательной температуре). Основными формами переноса металлов водными потоками являются взвеси, коллоидная форма и в виде

истинных растворов. Для многих элементов (Ti, Al, Fe, Si, Ni, Cr, Mn) весьма значительна доля механического переноса (Макаров, 1985). Для Au одной из основных форм миграции является коллоидная. В истинных растворах металлы переносятся в виде простых и, наиболее устойчивых в данных условиях комплексных ионов (Птицын, 1992).

По данным Смирнова С.С. (1951) гипергенные преобразования начинаются с окисления сульфидов, по мере роста их электродного потенциала. Среди серебряных минералов в кислой среде наименее устойчив пираргирит, несколько устойчивее другие сульфосоли Ag, а также самородное серебро и акантит, но при взаимодействии с пиритом, халькопиритом, сфалеритом или висмутином, обладающими высокими электродными потенциалами, они легко разрушаются. Таким образом, на начальной стадии окисления сульфидов и сульфосолей серебра формируются кислые и слабокислые растворы, способствующие образованию сульфатов, некоторых оксидов, сульфидов и серебряных минералов – акантита и самородного серебра.

В ходе гипергенного процесса pH увеличивается, кислая-слабокислая обстановка сменяется слабощелочной (до щелочной) и происходит кристаллизация арсенатов, фосфатов и карбонатов (малахит, азурит, церуссит, кальцит, бисмутит). Средняя стадия формирования зоны гипергенеза характеризуется развитием арсенатов, фосфатов и карбонатов. Затем при увеличении pH появляются оксиды Mn, нередко замещающие малахит и азурит или фиксирующие в своем составе Cu. Формируются также кремнистые соединения (опал, кварц) и слюдисто-глинистые минералы (галлуазит, сепиолит, каолинит и др.). Минералов серебра на заключительной стадии гипергенного развития практически не наблюдается.

На месторождении Дукат гипергенное минералообразование происходит по следующей схеме: гипогенные сульфиды замещаются сульфатами и частично оксидами, затем выделяются арсенаты, фосфаты,

карбонаты и силикаты и завершает процесс образование оксидов и гидрооксидов Fe, Mn, Si (**рис. 43**).

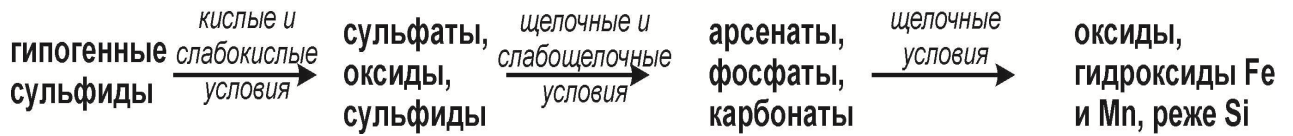


Рис. 43. Принципиальная схема минералообразования в зоне гипергенеза, составленная на основании данных Смирнова С.С. (1951)

Эта последовательность полностью согласуется с представлениями С.С. Смирнова (1951). В тоже время, необходимо отметить, что на участках месторождения, где формирование руд носит многоэтапный характер, вертикальная зональность вторичных минералов в профиле зоны гипергенеза, несколько отличается от классической схемы (Сидоров и др., 1989; Двуреченская 2001).

Так, нижние горизонты зоны окисления в основном представлены гипергенными сульфидами, в том числе акантитом и маккинстриитом, а также самородной медью (**рис. 44**). Выше по разрезу преобладают сульфаты, иногда карбонаты и сульфоарсенаты, присутствуют акантит, самородное серебро и гётит. Верхние горизонты наиболее многообразны по минеральному составу. Здесь доминируют опал, кварц, гётит, спертинит, другие оксиды сурьмы, железа, марганца и висмута. Наблюдаются также карбонаты, сульфаты, слюдисто-глинистые минералы (серицит, иллит, ярозит, каолинит), ковеллин, акантит, самородное серебро, кераргирит и др.

Такое сложное строение зоны гипергенеза изучаемого месторождения является результат длительного гипергенного процесса, проходившего в разных климатических условиях, нестабильной геолого-тектонической обстановке и наложении разновременных процессов друг на друга. Это не может не влиять на состав ЛПР рассмотренных нами золото-серебряных зон и является одним из важных факторов их формирования.

<p>оксиды Fe, Mn, Si, Sb, Bi, реже карбонаты, сульфаты, слюдисто-глинистые минералы <i>(опал, кварц, гетит, спертинит, а также ковеллин, акантит, самородное Ag, кераргирит)</i></p>
<p>сульфаты, реже карбонаты и сульфоарсенаты <i>(но присутствуют акантит, самородное Ag, гетит)</i></p>
<p>гипергенные сульфиды <i>(акантит, маккинстриит, самородная Cu)</i></p>

Рис. 44. Вертикальная зональность гипергенных минералов в зоне окисления месторождения по данным Двуреченской С.С. (2001).

4.1. Особенности формирования потоков рассеяния золота и серебра

Факторам, участвующим в формировании ЛПР Au и Ag, уделяется наибольшее внимание, т.к. эти элементы являются главными индикаторами Au-Ag оруденения.

Рассмотрев детально описанные в главах 2 и 3 особенности распределения и ФН Au и Ag, было сделано следующее обобщение. Максимальные концентрации Au и Ag, близкие к значениям в рудах, установлены в головной части потока. На примере Au четко видно, что далее по мере продвижения потока общие содержания этого элемента снижаются, но значительно возрастает доля Au, практически до 90 %, находящегося в ультрадисперсной и тонкодисперсной формах.

В целом для распределения Au во фракциях аллювия установлена взаимосвязь наиболее высоких концентраций с тонкими фракциями аллювия, где наиболее широко распространены глинистые минералы и гидроксиды Fe и Mn, обладающие высокой сорбционной способностью.

По мере продвижения потока от размываемого коренного источника

вниз по течению, происходит изменение соотношения ФН золота, состоящее в возрастании доли тонко- и ультрадисперсных («невидимых») форм этого элемента, накапливающихся, в основном, в тонких фракциях аллювия.

Сходное поведение большинства сопутствующих элементов (Au, Ag, Hg, As, Cu, Pb, Zn) указывает на значительную роль сорбционных (физическое и химическое сорбирование) процессов в формировании ЛПР, поскольку именно при адсорбции элемента его концентрация пропорциональна удельной поверхности сорбента и, следовательно, обратно пропорциональна размеру частиц в нем.

С другой стороны, нахождение золотин в среде с высоким химическим потенциалом кислорода приводит к химической диффузии в них Ag к поверхности, его окислению и последующему растворению там, что вызывает повышение пробности приповерхностных участков золотин.

Говоря о переносе элементов-индикаторов водными потоками, важно, что особое значение глинистых минералов состоит в активном сорбировании ими большого ряда элементов – Au, Ag, а также Hg, Sb, As, Cu, Pb и Zn, в результате чего осуществляется естественный процесс постоянного очищения грунтовых и поверхностных вод от растворенных в них соединений (Козлов, 2007).

Для Au и Ag, также как для большинства изученных сопутствующих элементов-индикаторов Au-Ag оруденения, выявлена закономерная приуроченность повышенных содержаний элементов к мелкой фракции. Таким образом, установлено увеличение доли тонкодисперсных форм по мере переноса преобразованного химическими процессами материала водными потоками, с последующим их осаждением на глинистых минералах благодаря процессам адсорбции, в частности, по-видимому, восстановительной адсорбции Au, Ag, и Hg и хемосорбции других элементов (Таусон, Меньшиков, 1990).

Подобное поведение золота и серебра является доказательством развития и широкого влияния на формирование рыхлых отложений потоков рассеяния процессов хемосорбции в условиях зоны распространения многолетнемерзлых пород.

Считалось, что отсутствие воды в жидкой фазе не позволяет протекать процессам окисления в северных районах в зонах распространения многолетнемерзлых пород. Но для зон криолитогенеза субарктических ландшафтов нельзя говорить о полном замерзании воды.

Так, например, окисление сульфидов представляет собой экзотермическую реакцию, в результате которой происходит выделение тепла что, естественно, обуславливает образование вблизи окисляющихся рудных тел таликов различной мощности и ускорение процесса окисления, что действительно наблюдается на большинстве сульфидных месторождений в пределах распространения сплошной мерзлоты.

Для Au основными формами миграции является коллоидная (Макаров, 1985), в виде истинных растворов и тонких взвесях гидроксидов Fe (Нестеров, 1985). Большое значение имеет периодическое появление талых вод, которые сдвигают сорбционное равновесие и увеличивают концентрацию Au в водной фазе. Со временем эта активность талой воды утрачивается, и растворенное в ней Au высаживается на твердые частицы, например, на существовавшие раньше микрозолотины, приводя к их росту и увеличению пробности.

Кузнецовым В.И. (1974) с целью изучения криогенной формы переноса рудных элементов вблизи выходов рудных жил были отобраны из-под делювия пробы льда с последующим полным спектральным анализом и неполным атомно-абсорбционным анализом их на содержание микроэлементов.

По составу отобранный лед гидрокарбонатно-кальций-магниевый с минерализацией до 0.05 г/л, содержание $SO_4 \leq 4$ мг/л, pH ÷ 4.8-7.7. При

интерпретации за значимые содержания были приняты следующие значения: $Au \geq 20$ мкг/л, $Ag \geq 0.04$ мкг/л, $Co \geq 0.2$ мкг/л, $Zn \geq 6$ мкг/л.

Аномальные содержания Au во льду были обнаружены в виде нескольких пятен, наиболее крупные из которых пространственно приурочены к известному рудному телу.

Аномальные содержания Ag во льду образуют более широкие пятна-полосы, которые вблизи известных рудных источников перекрывают гидрогеохимические ореолы Au, в случае неясного источника обогащения эти ореолы или разорваны или перекрываются лишь частично.

Как описано в главе 2, в вулканогенных Au-Ag рудах преобладающим развитием пользуется электрум (450-600 ‰), отмечается низкопробное самородное золото (600-720 ‰), в отложениях потоков рассеяния в виде реликтов постоянно отмечается электрум. По мнению ряда авторов (Нестеренко В.Г., Николаева Н.М., Петровская Н.В.), образование кайм повышенной пробности вокруг золотин может быть связано с процессами гипергенеза и перекристаллизации золотины с одновременным выносом Ag.

Подобные образования были установлены и в аллювиальных отложениях рч. Чайка-Искра (гл. 3, рис. 12, табл. 25). Непосредственно в самом зерне пробность Au не превышает 480, в кайме же возрастает до 650, следовательно, обнаружение таких агрегатов в отложениях потоков рассеяния указывает на влияние процессов, способствующих перераспределению элементов как внутри единого зерна, так и выносу их за пределы этого зерна в гипергенных условиях.

В первичных рудах к числу важнейших серебросодержащих минералов относятся аргентит-акантит, самородное серебро, кюстелит, пираргирит, в меньшей степени штернбергит, прустит, полибазит, стефанит. В зонах окисления месторождения из первичных минералов серебра, в виде реликтов, постоянно отмечаются самородное серебро, разрушенные зерна акантита, пираргирита, штернбергита.

Наиболее часто встречаются сложные корродированные агрегаты, представляющие собой тесные срастания серебросодержащих минералов, зачастую переходящих один в другой без видимой четкой границы. Вероятнее всего такие выделения образованы при распаде первичных серебряных минералов в гипергенных условиях, приводящих к перераспределению элементов в пределах зерна. Так же в процессе образования подобных метаагрегатов важную роль играет разрушение первичных зерен, образование трещин в них, в которых зачастую и идет отложение более простого минерала, образовавшегося при разложении первоначального более сложного по составу. Например, при разложении штернбергита Ag и Fe разделяются и по трещинам происходит отложение гидроксидов Fe, в то время, как оставшаяся часть зерна замещается акантитом и самородным Ag (рис. 45, табл. 43).

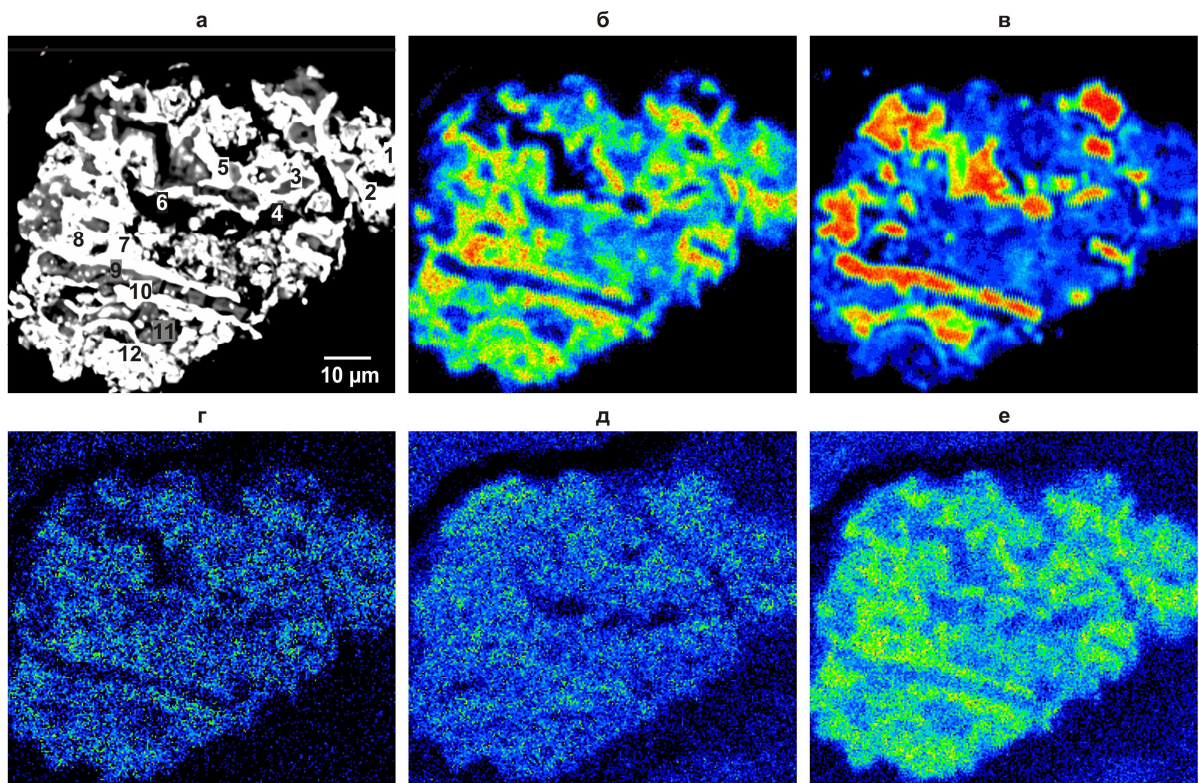


Рис. 45. Корродированный агрегат самородно Ag и акантита-штернбергита из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения. Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-е) – Ag L α (б), Fe K α (в), S K α (г), As L α (д), Hg K α (е). На рис. 45 а: 1-12 – точки определения элементного состава минерала. Изображения выполнены на микроанализаторе JXA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Таблица 43. Элементный состав разрушенного агрегата акантита-штернбергита и самородного Ag из рыхлых отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения, мас. %.

n	Ag	As	Fe	Pb	Cu	Sb	Si	Zn	Hg	S	Сумма
1	51.09	<0.196	4.68	6.04	3.2	<0.211	0.31	<0.19	0.295	9.99	77.81
2	56.08	0.441	3.55	<0.21	1.68	<0.211	<0.19	0.20	<0.295	9.28	71.74
3	37.04	0.527	26.04	<0.21	1.56	0.545	0.36	1.04	<0.295	6.78	76.38
4	10.87	<0.196	5.09	2.59	1.03	<0.211	1.46	<0.19	0.295	3.40	28.29
5	38.81	<0.196	19.75	1.55	1.84	0.494	0.25	0.89	<0.295	6.52	71.66
6	19.32	<0.196	4.37	<0.21	0.78	0.231	0.87	<0.19	<0.295	4.58	31.68
7	59.63	<0.196	2.51	<0.21	0.72	<0.211	<0.19	0.26	<0.295	5.76	69.39
8	51.38	0.234	7.06	<0.21	1.29	<0.211	<0.19	0.35	<0.295	8.61	69.35
9	10.42	0.601	40.24	0.83	2.27	0.947	0.62	1.81	<0.295	2.46	63.58
10	37.40	0.257	10.97	<0.21	1.96	0.237	<0.19	0.48	<0.295	5.24	56.84
11	10.76	0.785	37.31	0.78	2.35	1.437	0.70	1.44	<0.295	2.98	62.66
12	66.67	0.230	2.60	2.50	1.58	<0.211	<0.19	<0.19	<0.295	12.56	87.35

Примечание. Расположение точек 1-12 см. на рис. 45 а. Элементы Au, Hg, Se, Te, W, Mo, Sn, Bi, Ti, Cr, K, Na, Ca, Mg, Al, содержание которых не превышает пределы обнаружения, из таблицы исключены; Pt, Pd, O, F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JCSA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Перечисленные выше факты доказывают, что при формировании ЛПР, в первую очередь золота и серебра, нельзя не учитывать роль химических процессов.

Существенными факторами, играющими важную роль в формировании рыхлых отложений потоков рассеяния, является морфология рудных тел, уровень эрозионного среза зон и участков, разветвленность гидросети и расположение водотоков по отношению к рудным телам дренируемого и эродируемого объекта.

Следует подчеркнуть, что в нашем случае, Au-Ag зоны уч. Чайка (рч. Чайка), на котором был сосредоточен основной объем исследований, непосредственно размываются водотоками, имеющими относительно хорошую разветвленность и нередко в вершинах ручьев рудные тела выходят на поверхность в виде обнажений (рис. 46).

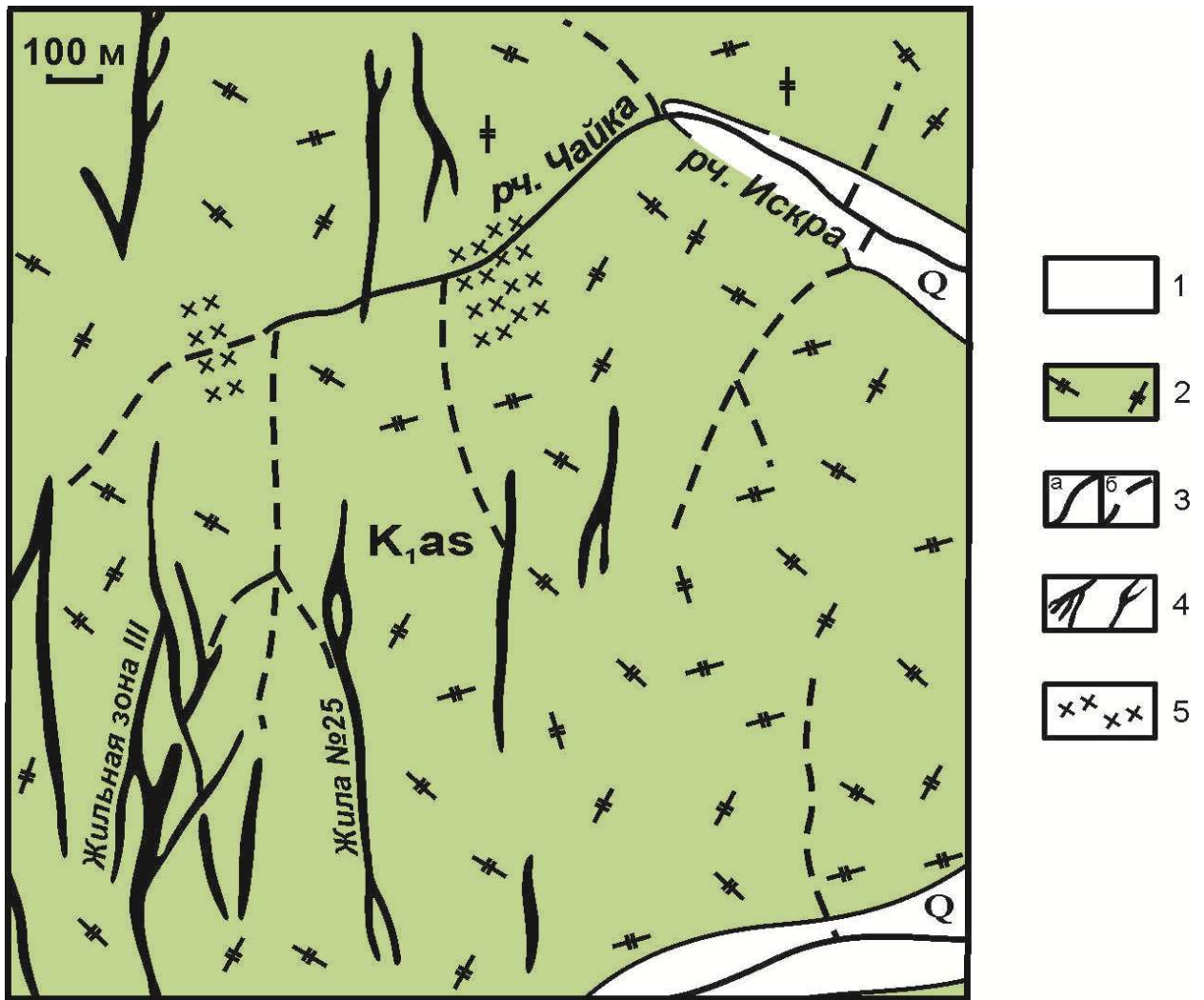


Рис. 46. Схема расположения водотоков I-II порядка, уч. Чайка, Дукатское месторождение: 1 – рыхлые четвертичные отложения (Q); 2 – мелкопорфировые риолиты, флюидалные риодациты, игнимбриты риолитов и риодацитов, аскольдинская свита (K_{1as}); 3 – водотоки I порядка: а – постоянные, б – временные; 4 – рудные тела; 5 – зоны с мелкими жилами и прожилками Ag-Pb состава.

Например, выходящие на дневную поверхность и расположенные в зоне гипергенеза руды являются основным источником пролювиальных и аллювиальных отложений временных и постоянных водотоков. Именно этот материал переносится подземными водами зачастую в виде взвесей или растворов. Рудные тела Дукатского месторождения, характеризующиеся сложной морфологией, как в плане, так и в разрезе, с большим количеством ответвлений и апофизов способствуют размыву подземными водами за счет увеличения поверхности их взаимодействия с участками оруденения (гл. 1 рис. 7).

Как было показано в главе 2, по мере продвижения потока резко возрастает доля тонкодисперсного и связанного с сульфидами Au, это легко объясняется тем, что при перемещении материала от головной части к шлейфовой снижается роль физического переноса материала, и увеличивается значимость химического влияния переноса, в виде растворов, в то время как для Ag эта картина выглядит несколько «смазанной». Подобное поведение данного элемента связано с тем, что по мере продвижения водного потока на его пути встречаются участки и зоны с мелкими жилами и прожилками, имеющими Ag-Pb состав (см. рис. 46). В результате размывания ручьями таких участков и зон осуществляется дополнительный привнос Ag. Следовательно, происходит смещение количественных закономерностей распределения элементов-индикаторов в рыхлых отложениях ЛПР.

4.2. Особенности формирования потоков рассеяния Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn

В целом, для всех элементов-индикаторов Au-Ag оруденения установлена одна и та же закономерность – в головной части потока содержания выше, но по мере продвижения по потоку, снижаются. Однако для некоторых элементов-индикаторов наблюдаются некоторые особенности распределения, так, например, для Hg эта тенденция не так ярко выражена, как для Cu и Sb, а содержания As на всем протяжении потока практически не изменяются; кроме того, установленные содержания Pb и Zn значительно выше, чем это характерно для Au-Ag оруденения. Очевидно, что такое нехарактерное распределение элементов-индикаторов Au-Ag оруденения связано с размыванием рудных жил, относящихся к другому типу минерализации.

Гидрогеологический режим ручья Брекчия и впадающих в него более мелких ручьев Чайка и Искра непостоянен. Наиболее высокие уровни за период стока наблюдаются в начале весеннего половодья и в периоды дождей в летнее время.

С одной стороны, водотоки любых порядков широко развитой по площади гидросети района, размывают большое количество рудных тел, выходящих на дневную поверхность или расположенных близко к ней, что отражается на количестве аномалий. Но с другой стороны, такая ситуация приводит к усложнению определения рудно-формационной принадлежности аномалий за счет наложения АГХП разных типов размываемой минерализации. Кроме того, при впадении мелких ручьев в водотоки больших порядков происходит значительное разбавление материала и водного потока, что приводит к снижению контрастности, выявляемых с помощью опробования потоков рассеяния аномалий.

Геологическую работу водотоков можно рассматривать как взаимодействие водного потока и русла, выражающееся в эрозии, переносе рыхлого и растворенного в воде материала и аккумуляции его. Эти процессы в самих водных потоках происходят обычно одновременно, но с разной скоростью, кроме того, для аккумуляции очень важны условия, способствующие осаждению материала на геохимических барьерах.

Ручьи переносят материал растворенным и взвешенным способами, путем волочения по дну и включенным в лед. Растворенное вещество выносится в водотоки главным образом грунтовыми водами и в меньшей степени водами, стекающими с возвышенностей. Это вещество выщелочено из пород при химическом выветривании.

Степень минерализации вод ручьев изменяется во времени. В периоды снеготаяния или с большим количеством атмосферных осадков и небольшим испарением минерализация невысока. В засушливые месяцы, когда испарение максимально, нередко встречаются сильно минерализованные поверхностные воды. Во время весеннего половодья и высоких паводков минерализация речных вод падает и становится минимальной, а при низких стояниях уровня – увеличивается. Несмотря на незначительную минерализацию водотоков, перенос растворенных веществ очень велик. Физическая же составляющая переноса твердых

частиц и обломков пород тесно связана со скоростью и характером течения.

Переносимый водными потоками материал заметно отличается от других продуктов разрушения горных пород (элювия, делювия) своей сортированностью и окатанностью.

Сортировка и обработка обломочного материала происходят в русле во время его передвижения и начинаются сразу, как только обломочный материал подхватывается водным потоком. Обломки пород «окатываются» при трении друг о друга и о переносимый рекой взвешенный материал. При истирании уменьшаются размеры обломков пород, образуется только илистая фракция.

Крупные обломки также дробятся при сильных ударах друг о друга и о валуны. Расколотые обломки и гальки снова окатываются. При движении вниз по течению аллювиальные отложения становятся все более мелкозернистыми. Меняется и их состав, так как менее прочные породы и минералы истираются быстрее более устойчивых. Параллельно происходит сортировка обломков по массе и по размеру.

Из всего выше сказанного можно сделать вывод, что изучение водотоков I и II порядков является наиболее показательным при выявлении и изучении различных рудных объектов.

Естественно, что кроме поверхностных вод еще одним источником рудных элементов в рыхлых отложениях водотоков являются подземные воды. С точки зрения изучения особенностей формирования ЛПР Дукатского месторождения, наиболее важным криогенным и гидрогеологическим фактором является распространенность сквозных таликовых зон. Чаще всего подземные воды, связанные с такими зонами, отличаются ультрапресным составом, способствующим растворению рудных зон на значительной глубине. По данным Кузнецова В.И. (1974), микроэлементный состав ореольных вод Au-Ag месторождений характеризуется повышенными содержаниями Ti, Mn, Ba, Ga, V, Ni, Co, Pb.

Подземные воды переносят на значительные расстояния, как растворенные элементы, так и в виде взвесей, выносятся на дневную поверхность и питают поверхностные водотоки, непосредственно формирующие аллювиальные и пролювиальные отложения.

Основным источником восполнения подземных вод и главным фактором формирования их солевого состава являются атмосферные осадки. Как следствие, в зоне активного водообмена наблюдаются слабоминерализованные воды. Они весьма незначительно зависящие от минерального состава водовмещающих пород.

Наиболее характерно образование таликов в верховьях водотоков, на участках долин со значительными уклонами поверхности, в зонах высокой тектонической активности, способствующей возникновению хорошо проницаемых на значительную глубину зон, проникновение подземных вод на значительные глубины и как следствие – привнос рудного материала за счет размываемых на глубине рудных тел.

Для таликовых вод свойственна большая интенсивность оттока подземных вод, интенсивный водообмен, а также слой мерзлых, но хорошо проницаемых пород, где создаются благоприятные условия для интенсивной инфильтрации в пределах сквозного талика с началом снеготаяния.

Все перечисленные факторы, способствуют размыванию рудных тел, не выходящих на дневную поверхность, даже в пределах зон многолетнемерзлых пород широко распространены в районе месторождения, занимающих всю его площадь и уходящих на глубину до 400 м.

Важную особенность криогенной зоны гипергенеза представляет присутствие льда, распространяющегося до самых нижних горизонтов профиля окисленных руд. Лед концентрируется в наиболее трещиноватых породах и рудах и представлен беспорядочно расположенными прожилками и линзами мощностью от 3 до 30 см. В минеральных агрегатах лед играет роль цемента. Отмечаются подвижки и просадки горных пород при оттаивании по тектоническим трещинам, заполненным льдом.

Минерализация подземных льдов (рудная зона III, гор. 1230 м) в 50 м от поверхности составляет 0.1-0.6 г/л. Лед содержит серебро и цинк, кроме того, имеются интересные находки самородного серебра в виде «фольги» во льду (Двуреченская, 2001). Следовательно, вблизи рудных участков и жил не только золото и серебро могут образовывать криогеохимические ореолы, но и другие элементы-индикаторы.

Кроме того, для рассматриваемого месторождения имеются дополнительные факторы, отразившиеся на облике зоны гипергенеза.

Распространенное мнение о том, что процессы окисления руд почти полностью приостанавливаются при отрицательной температуре (Нестеров, 1985), основано главным образом на предположении об отсутствии в многолетнемерзлых породах воды. Однако известно, что часть воды при промерзании сохраняется и способна к перемещению при отрицательных температурах.

Установлено три типа воды в мерзлых породах – в виде газа, в форме льда и в форме связанной воды в составе минералов. Так же существует мнение (Питулько, 1973), что окисление сульфидов в условиях широкого распространения мерзлоты происходит преимущественно газообразным кислородом, высвобождающимся при замерзании водных растворов. Благодаря обилию трещин, возникающих при промерзании руд и пород, кислород мигрирует в направлении дневной поверхности под воздействием градиента давления. При интенсивной циркуляции воздушных потоков по «криогенным» трещинам в условиях расчлененного рельефа на сульфидных месторождениях могут формироваться глубокие зоны окисления (Двуреченская, 2001).

Примером существенного окисления не только руд, но и вмещающих пород, служит арсенопирит. При окислении арсенопирита происходит разрушение сульфида и переход мышьяка в труднорастворимые формы типа скородита ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), питтицита ($\text{Fe}^{3+}_x(\text{AsO}_4)_y(\text{SO}_4)_z \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и др.

Например, при изучении окисленного кварц-полевошпатового агрегата

из рыхлых отложений ЛПР было обнаружено зерно, состоящее из Fe, As и O, отвечающее по составу питтициту – $\text{Fe}_x(\text{AsO}_4)_y(\text{SO}_4)_z \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (см. гл. 3, рис. 30, табл. 36). Необходимо еще раз подчеркнуть, что питтицит является продуктом разрушения арсенопирита в гипергенных условиях (Дана, 1937). Для типичных вулканогенных Au-Ag руд арсенопирит обычно не характерен. Но на Дукатском месторождении этот минерал имеет достаточно широкое распространение, в основном, во вмещающих породах, в зонах развития площадной сульфидной минерализации. Появление его в потоках рассеяния Au-Ag зон говорит о влиянии вмещающих пород на их формирование и объясняет широкое проявления аномальных геохимических полей As на всей площади месторождения. Этим же можно объяснить и то, что значительная часть аномалий As, выявленная на территории Дукатского рудного узла, не только с золото-серебряной, но и вообще с промышленно значимой рудной минерализацией не связана.

При воздействии окисления сульфиды Cu, Pb, Zn ведут себя по-разному. Так, например, халькопирит при окислении распадается на легко растворимый сульфат меди и сульфат закиси железа, в свою очередь сульфат меди выносится вниз (в зону цементации). Галенит, переходит в сульфат свинца – англезит (PbSO_4), который в дальнейшем может замещаться карбонатом – церусситом (PbCO_3). Оба минерала труднорастворимы и накапливаются в зоне окисления. Встречающийся вместе с галенитом сфалерит (ZnS) окисляется в легкорастворимый сульфат (ZnSO_4) и выносится из зоны окисления. Приведенные примеры дают представление о характере и направленности химических реакций в зоне окисления.

Ниже уровня грунтовых вод находится зона цементации, или вторичного сульфидного обогащения, в которую метеорные воды доходят, израсходовав углекислоту и кислород. Вода в зоне цементации становится нейтральной или даже слабощелочной. Растворы сульфатов, проникающие в зону цементации из зоны окисления, реагируют с первичными сульфидами с образованием вторичных сульфидов. Например, просачивающийся сверху

сульфат меди реагирует с первичными сульфидами меди и превращается в более устойчивый вторичный сульфид – халькозин (Cu_2S). Вторичные сульфиды в зоне цементации заполняют пустоты, поры и трещины или метасоматически замещают часть первичных сульфидов (Козлов, 2007).

Кроме того, Си является элементом, одним из наиболее показательных, в отношении оценки уровня эрозионного среза месторождения. Так в рыхлых аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих Au-Ag зоны, встречаются корродированные и интенсивно окисленные сульфидная и самородная формы, характеризующие как раз средне- и нижнерудные интервалы, выходящих на эродируемую поверхность рудных зон.

Приведенная схема в значительной степени является теоретической. В реальных условиях она значительно усложняется природными особенностями каждой конкретной территории. Например, колебаниями уровня грунтовых вод, с которым совпадает граница зоны цементации или различиями водопроницаемости пород и рудных масс, степенью трещиноватости вмещающих пород, а также минеральным составом рудных тел и т. п.

В связи с этим в зоне окисления Дукатского месторождения иногда встречаются неизменные сульфиды, а в зоне первичных сульфидных руд участки окисленных руд. При длительном понижении уровня грунтовых вод верхняя часть зоны вторичного сульфидного обогащения подвергается окислению и вновь преобразуется. В целом для зоны криолитогенеза характерно развитие зоны гипергенеза в виде дерева с увеличением ширины распространения и разветвлением при приближении к поверхности (Двуреченская, 2001).

Как было показано выше, еще одним существенным фактором, определяющим степень развития процесса окисления на месторождениях, являются рудовмещающие породы. Так, особенности петрофизического и вещественного состава рудовмещающих пород осадочного комплекса и кислые вулканиты, в которых залегают рудные тела Дукатского месторождения,

способствуют развитию гипергенных процессов. Это обусловлено тем, что вмещающие породы относительно хрупки, раздроблены, зачастую сульфидизированы, и что особенно важно, зоны рассеянной сульфидной минерализации имеют площадной характер развития (Кравцова, 2010).

4.3. Особенности формирования потоков рассеяния Mo, W, Sn, Bi, Mn

Как обсуждалось выше, появление в потоках рассеяния нехарактерных для Au-Ag минерализации элементов, таких как Mo, W, Sn, Bi и Mn, связано с влиянием вмещающих пород и жил других типов оруденения, размываемых ручьями на поверхности, а также подземными водами на глубине. И как следствие, на формирование потоков рассеяния существенное влияние оказывают дополнительные процессы окисления и растворения, происходящие ниже дневной поверхности.

Формирование рыхлого материала изучаемых ручьев не обходится без влияния склоновых процессов. Склоновые процессы связаны в первую очередь с действием сил гравитации, оползанием, оплыванием и плоскостным смывом. Они перерабатывают первичные склоны, определяют их конкретный облик и их дальнейшее развитие. Особенности проявления склоновых процессов зависят от ряда условий, главными из которых являются уклоны первичных склонов, мощность и состав отложений, а также режим их увлажнения.

На наклонных поверхностях рельефа важнейшим фактором, вызывающим перемещение продуктов выветривания и разрушение склонов, является сила тяжести. Однако в зависимости от высоты и крутизны склонов, а также от степени и характера воздействия воды, гравитационные силы вызывают возникновение целого ряда процессов. Этот ряд включает собственно гравитационные процессы (обваливание и осыпание), в которых действие силы тяжести проявляется в наиболее чистом виде. Водно-гравитационные процессы (оползание и солифлюкция), когда увлажнение горных пород становится обязательным фактором при решающей роли силы

тяжести. Водно-склоновые процессы (плоскостной смыв и склоновая эрозия), которые осуществляются деятельностью текучих вод, подчиненных действию силы тяжести.

В регионах, для которых характерны периоды сезонного оттаивания-промерзания поверхностного грунта, особенно в областях с вечной мерзлотой, к которому и относится исследуемый район, распространенным типом склоновых процессов является солифлюкция. Грунт насыщается влагой за счет таяния содержащегося в нем льда или сезонного оттаивания. Консистенция грунта становится жидкотекучей, т.е. он приобретает способность растекаться тонким слоем. В результате чего и происходит процесс перемещения материала вниз по сцементированному льдом склону.

Гора Дукат, где расположено месторождение, является водоразделом рч. Непонятого (система р. Омсукчан) и рч. Каховка (водная система р. Балыгычан). Абсолютные отметки в районе месторождения 1200-1280 м. Относительные превышения над днищами долин 400-500 м. Склоны гор крутые – до 25-30°, нередко обвально-осыпного типа, крутизна склонов у подножья иногда увеличивается до 45°. Вершины и склоны гор покрыты крупноглыбовыми элювиально-делювиальными отложениями мощностью 4-5 м (более подробное описание см. в главе 2).

Учитывая крутизну склонов и интенсивность процессов физического выветривания, что создает благоприятные условия для развития склоновых процессов, основными источниками обогащения поверхностных водотоков рудными элементами в рассмотренных условиях являются развалы жильных образований и околорудных метасоматитов. Подобная картина встречается в головной части рч. Чайка (проба 624). В аллювиальных отложениях в головной части потока были встречены крупные не окатанные обломки рудного материала, практически неизмененные гипергенными процессами. Далее по мере продвижения потока увеличивается доля окисленных и разрушенных рудных минералов и снижается размерность переносимых и перекачиваемых твердых частиц.

ФН элементов-индикаторов оруденения в рыхлых отложениях потоков рассеяния играют важную роль не только для выявления рудно-формационной принадлежности, но также, и для определения уровня эрозионного среза размываемых зон.

Так, например, отсутствие в рыхлых отложениях обломков и собственных минеральных форм Mn, кроме агрегатов гидроксидов Mn и Fe, но широко проявленные на площади высококонтрастные геохимические поля этого элемента, напрямую указывают на то, что исследуемыми водотоками размываются только верхне- и среднерудные интервалы месторождения, т.к. к ним приурочены только родохрозит (MnCO_3) и пьмонтит (рис. 47) ($\text{Ca}_2(\text{Mn}^{3+}, \text{Fe})(\text{Al}, \text{Mn}^{3+})_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$). Это минералы, легко выветриваемые и выщелачиваемые водой. На нижнерудных же интервалах распространен значительно более устойчивый минерал – родонит $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{SiO}_3$.

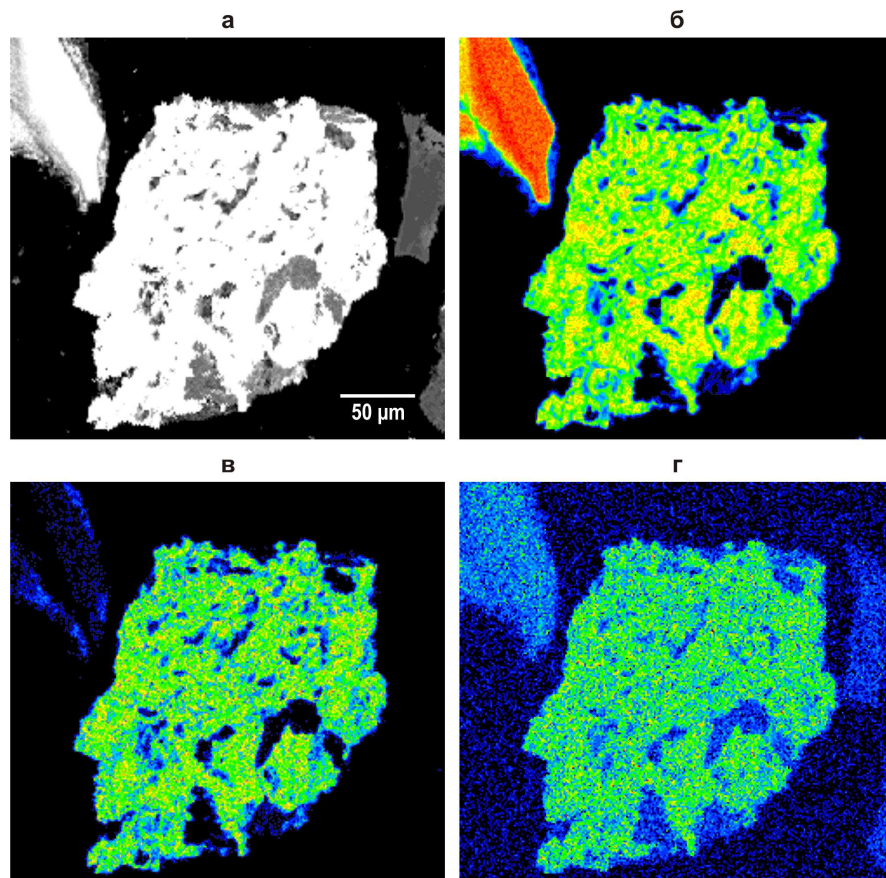


Рис. 47. Гипергенный минерал состава Mn и Pb с примесью Hg (до 0.45 %). Изображение в обратно рассеянных электронах (а), изображения в рентгеновских лучах (б-г) – Mn L α (б), Pb K α (в), Hg K α (г).

Появление гидроксидов Fe в аллювиальных отложениях потоков рассеяния объясняется разложением и выносом интенсивно пиритизированных околорудных метасоматитов. Характерная ритмично-полосчатая и колломорфная структуры этих образований напрямую указывает на их образование из коллоидных растворов и гелей (**рис. 48**).

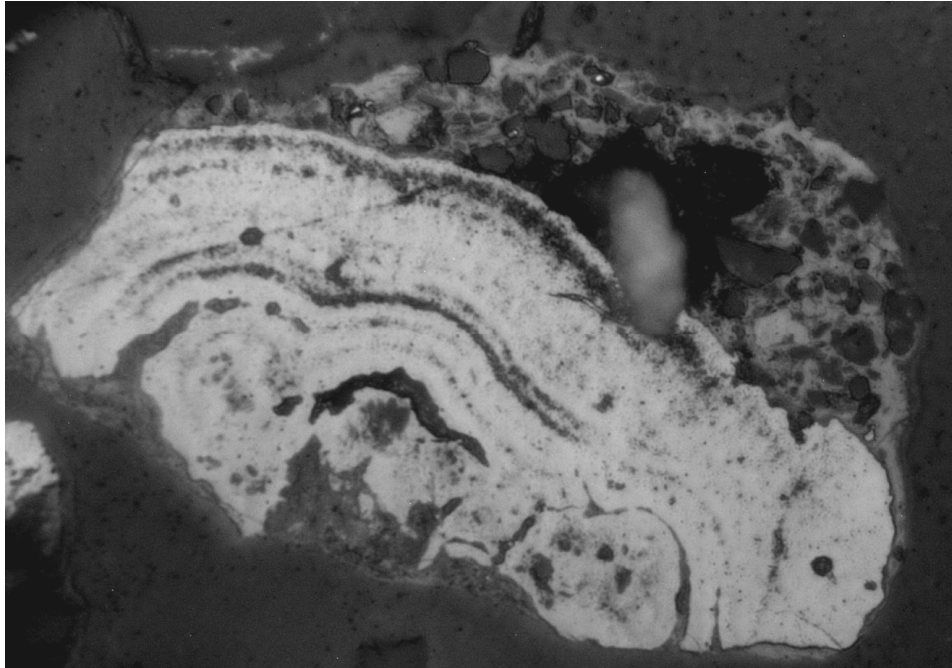


Рис. 48. Агрегат гидроксидов Mn и Fe ритмично-полосчатой и колломорфной структуры, которая указывает на образование из коллоидов и гелей. Микроскоп. Николи II. Ширина поля зрения рисунка 0.7 мм.

4.4. Обсуждение результатов

Рядом авторов (Матвеев, 2003; Соловов, 1985; Нестеров, 1982) считается, что в зонах криолитогенеза, в условиях современной гидросети большинство рудных элементов образует открытые механические потоки рассеяния (ореолы). В механическом ореоле минеральные компоненты присутствуют в форме твердой фазы, изменяя размерность частиц и их форму при переносе водными потоками. Сохранение первичных рудных минералов, в том числе и интерметаллидов Au и Ag, по крайней мере, в отложениях головной части открытого водотока, обусловлено неполнотой их окисления в условиях сравнительно быстрого перемещения рыхлого

материала в поверхностном слое и быстрой нейтрализацией (при удалении от сульфидных зон) кислых вод зоны окисления за счет притока пресных поверхностных вод.

Тем не менее, как показали наши исследования, при изучении условий формирования ЛПР в зонах криолитогенеза, где процессы физического выветривания считаются главными, нельзя не учитывать и роль химических факторов, в первую очередь хемосорбции. Доказательством тому служит обогащенность золотом, серебром и в целом рудными элементами рыхлого материала тонких фракций. Высокий процент в рудах и ореольных зонах подвижного, легко выщелачиваемого обычными кислотами Au, в сочетании с широким развитием в этих фракциях глинистых минералов и гидроксидов Fe и Mn, обладающих высокой сорбционной способностью, что оказывает на процессы его хемосорбции существенное влияние.

Следовательно, мы считаем, что на исследуемой территории наряду с физическим выветриванием, важную роль играет и химическое выветривание и связанные с ним процессы.

Известно, что главным фактором химического выветривания является поверхностная и грунтовая вода, за счет растворенных в ней углекислоты и кислорода воздуха. Кроме того, дождевая и талая вода, просачиваясь через почву, насыщается органическими кислотами и минеральными соединениями, придающими ей кислые или щелочные свойства. При взаимодействии с породами и продуктами их разрушения вода теряет одни составные части и обогащается другими, т.е. изменяет химический состав не только горных пород, но и свой и постепенно теряет химическую активность. Поэтому наиболее интенсивно химическое выветривание проявляется в приповерхностной зоне.

С глубиной, с потерей кислорода и углекислоты, а также с насыщением воды растворенными веществами, интенсивность химического выветривания снижается. Глубина действия химического выветривания определяется уровнем грунтовых вод, ниже которого вода почти лишена свободного

кислорода. Обычно она не превышает 20-30 м. Однако в зонах тектонических нарушений, характеризующихся интенсивной трещиноватостью пород, вода, не теряя активности, быстро просачивается вниз и глубина химического выветривания значительно увеличивается (иногда до нескольких сотен метров). Поэтому в условиях распространения многолетнемерзлых пород нельзя говорить об отсутствии воздействия воды на горные породы, следовательно, и в зоне криолитогенеза химические процессы формирования потоков рассеяния не снижают своего влияния.

А.В. Иванов и В.Б. Базаров (1985) в результате экспериментальных исследований по выщелачиванию Fe из пирита рядом растворов и дистиллированной водой в диапазоне температур от 0 до -2 °С доказали, что растворы органических и минеральных кислот растворяют пирит при отрицательных температурах намного интенсивнее, чем при положительных. Кроме того, экспериментально установлена диффузия солей Au в режиме постоянной отрицательной температуры (-6 °С). Причем масса мигрирующего золота составила 15.4% от его количества, перемещенного при положительных температурах (Королева, Погребняк, 1984).

Вместе с тем процессы, связанные с физическим выветриванием, опережают и подготавливают породы для химического выветривания. Химическое выветривание особенно интенсивно идет при высокой дисперсности и водопроницаемости вещества, свойственной рудам и вмещающим породам, изученным нами.

В результате взаимодействия этих процессов образуется кора выветривания, представляющая собой более рыхлый и пористый материал, состоящий из обломков исходных пород и минералов, и новых минералов, устойчивых в условиях низких давления и температуры. Часто это глинистые образования (гидрослюды, каолинит), а также гидроксиды и оксиды Fe и Mn. Эти образования обладают высокой сорбционной способностью и являются барьерами, на которых осаждаются значительное количество элементов, в первую очередь рудных, таких как Au, Ag, а также Hg, Sb, As, Cu, Pb и Zn.

Так, например, в результате проведенных работ установлено, что в мелкой фракции аллювия, <0.25 мм, где широким распространением пользуются глинистые минералы, повышаются концентрации практических всех элементов-индикаторов Au-Ag оруденения. Например, в отдельных случаях значение разницы концентраций золота, как и ряда других элементов-индикаторов, между крупной и мелкой фракциями, может различаться на порядок (см. гл. 2, табл. 7).

Типы реакций при химическом выветривании различны в зависимости от состава горных пород, условий температуры и влажности и от характера самих химических процессов (с потерей, привнесом или обменом вещества). При химическом выветривании может происходить окисление, гидратация, реже дегидратация, растворение, гидролиз, карбонатизация и восстановление.

При выветривании месторождений и рудопроявлений устойчивых минералов (алмазов, золота, платины и др.) происходит перераспределение вещества земной коры, что приводит к накоплению устойчивых на поверхности Земли соединений, часто являющихся собственно ценным минеральным сырьем или важнейшим поисковым признаком.

Существеннейшие преобразования происходят при выветривании месторождений, сложенных малоустойчивыми породами и минералами. Так, при выветривании выходящих на поверхность месторождений сульфидных руд, их верхние горизонты, расположенные выше уровня грунтовых вод, подвергаются воздействию просачивающихся сквозь них дождевых и талых снеговых вод, насыщенных углекислотой и кислородом и почти не содержащих растворенных солей. Эти воды реагируют с сульфидными соединениями и переводят их в окислы, гидроокислы и соли кислородных кислот; т.е. сущность химических процессов в этой зоне сводится к окислению и гидратации минералов (Козлов, 2007).

Сущность процесса окисления сульфидов заключается в присоединении кислорода, т.е. переводе серы сульфидной из аниона S^{2-} в катион S^{6+} , согласно реакции: $Me^{2+}S^{2-} + 2O_2 \rightarrow Me^{2+}S^{6+}O_2^{4-}$.

Суть реакции гидратации заключается в процессе присоединения воды, например, $2Fe_2O_3 + 3H_2O \rightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ (Войткевич, Закруткина, 1976)

Говоря о рассматриваемом нами объекте, можно утверждать, что процессы окисления минералов Fe (пирит, халькопирит, арсенопирит и др.) и Mn (родохрозит, пьомонтит) в рыхлых отложениях ЛПР Дукатского месторождения проявлены достаточно широко. Доказательством тому служат часто встречающиеся оксиды и гидроксиды Fe и Mn, а также в разной степени окисленные сульфиды и сульфиды в «рубашке» вторичных минералов Fe и Mn.

Особое значение при выветривании сульфидных месторождений имеют процессы окисления пирита, почти всегда в них присутствующего, так как при этом выделяется свободная серная кислота, играющая основную роль при образовании вторичных сульфидов в зоне цементации, расположенной ниже зоны окисления. Выделившийся сульфат закиси Fe при дальнейшем окислении переходит в сульфат окиси Fe, который в свою очередь, в слабокислых растворах гидролизует, выделяя свободную серную кислоту. Гидроокись Fe выпадает в виде геля, который дегидратируется и превращается в лимонит и другие гидроксиды, в свою очередь обладающие высокой сорбционной способностью, и выступающие в виде геохимических барьеров.

Именно такая картина широко проявлена в отложениях потоков рассеяния Au-Ag зон Дукатского месторождения. Более подробно гидроксиды Fe были описаны в главе 3. Но важно отметить, что обогащенность мелких фракций аллювия элементами-индикаторами Au-Ag оруденения напрямую связана с преобладанием здесь гидроксидов Fe, и, следовательно, является прямым показателем влияния химического выветривания на формирование ЛПР Дукатского месторождения.

Растворение – способность молекул одного вещества распространяться вследствие диффузии в другом веществе без изменения их химического состава. Наиболее распространенный в природе растворитель – вода. Она

никогда не бывает химически чистой, всегда содержит в растворе или в коллоидном состоянии различные вещества и в том числе большую часть известных химических элементов. Присутствие в воде водородных и гидроксильных ионов, кислорода и углекислоты сообщает ей окислительные свойства, а также усиливает ее окисляющее действие на горные породы и минералы.

В пределах исследуемого участка разрушение рудных тел подземными водами в первую очередь происходит непосредственно на глубине. Поверхностными водами разрушаются рудные тела, выходящие на поверхность или вывалы рудного материала, приуроченные, например, к головной части водотоков, таких как ручей Чайка.

В.И. Кузнецовым (1974) экспериментально установлено, что при дренировании неизмененных пород в ореольные воды поступают, главным образом, Ti, V, Cr, Mn, Ga, Cl-ион и др., а из жильных образований и околорудных метасоматитов, содержащих золото-серебряное оруденение – Au, Ag, Zn, реже Pb, Cu, Co и др.

На основе результатов своих исследований В.И. Кузнецов пришел к выводу, что основной формой перемещения элементов (Ag, Pb, Co, Ti, Cr, Mn, Ni, Al, V и др.) в потоке являются взвеси или обломки руды при волочении по дну. Следовательно, в данном случае основными факторами транспортировки являются физические процессы. Процессы химического переноса играют меньшую роль, ввиду присутствия значительного количества осадителей, например, глинистых минералов или гидроксидов Fe и Mn, которые препятствуют миграции рудных элементов в виде растворов. Примеры такого осаждения широко проявлены в рыхлых отложениях ЛПР Дукатского месторождения.

Казьминым Л.А. и Королевой Г.П. (1990) в результате имитационного моделирования на базе программного комплекса «Селектор-С» было показано, что формы растворенного Au и их концентрации в основном не зависят от состава воды, а зависят от климатических условий и степени

протекания процесса. Данные по уровню концентраций растворенного и тонкодисперсного Au в природных водах согласуются с расчетами, полученными численным моделированием для месторождений Якутии (Диман и др. 1982).

Несмотря на мерзлотные явления, в толще пород часто отмечались сильно обводненные участки, особенно в период оттаивания при сезонном потеплении климата. Верхняя часть зон окисления претерпевала значительные изменения. Эпизодическое появление заметного количества воды способствовало выщелачиванию образующихся в криолитозоне сульфатов, миграции рудных элементов, формированию переотложенных генераций гипергенных минералов, образованию различных форм замещения первичных минералов вторичными образованиями, выделению гидрооксидов, карбонатов, арсенатов и др.

Поэтому еще и этим можно объяснить, что для зоны гипергенеза рассматриваемого месторождения типично совмещение гипергенных минеральных ассоциаций, развивающихся в обычных условиях пространственно отдельно. В качестве значительного количества имеющихся примеров можно привести одновременное нахождение в пробах, отобранных из аллювия, как самородных элементов, так и гипергенных образований (см. главу 3).

Естественно, что высокий процент в рудах и ореольных зонах дисперсных, либо подвижных, легко выщелачиваемых обычными кислотами форм нахождения рудных элементов (сорбционные формы элемента и производные от них) оказывает на процессы переноса и осаждения существенное влияние. Широкое развитие глинистых минералов в рыхлом материале тонких фракций и большого спектра гидроксидов Fe и Mn, обладающих высокой сорбционной активностью, способствуют тому, что значительная часть подвижных форм элементов в аллювиальных отложениях водотоков будет связана именно с этими образованиями.

Можно также предположить, что значительная часть высоких содержаний серебра и золота в рядовых геохимических пробах также будет приходиться на долю подвижных микропримесных форм этих элементов (см. главу 3). Как отмечалось выше, микропримесные формы Au и в большей степени Ag связаны с интенсивно окисленными зернами сульфидов и гидроксидами Fe и Mn.

Еще одним фактором, доказывающим влияние процессов химического выветривания на формирование ЛПР, является появление ФН элементов, не характерных для рудных зон. Например, это отсутствие собственных минеральных форм As, сульфосоли серебра, преобладание по сравнению с рудами гидроксидов Fe и Mn.

На одном из участков окисленного кварц-полевошпатового агрегата с помощью микрозондовых исследований было обнаружено зерно, состоящее из Fe, As и O, отвечающее по составу питтициту – $Fe_x(AsO_4)_y(SO_4)_z \cdot nH_2O$ (рис. 49, табл. 44). Необходимо отметить, что питтицит является продуктом разрушения арсенопирита, образуя в гипергенных условиях трудно растворимые формы (Дана, 1937), а этот минерал для типичных вулканогенных Au-Ag руд не характерен.

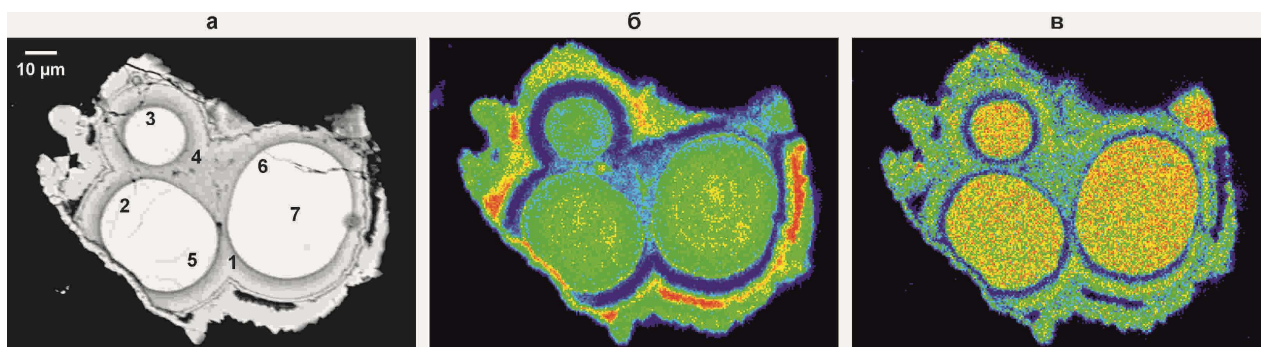


Рис. 49. Агрегат почкообразных выделений питтицита, покрытый коркой гидроксидов Fe в рыхлых отложениях водотоков, дренирующих Au-Ag зоны Дукатского месторождения. Изображение дано: а – в обратно рассеянных электронах, изображения в рентгеновских лучах (б, в) – Fe K α (б), As L α (в).

Табл. 44. Элементный состав агрегата почкообразных выделений питтицита из отложений ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения рч. Искра, мас. %.

n	Fe	Sb	As	O	Сумма
1	19.58	<0.105	32.59	35.19	87.36
2	21.93	<0.105	35.74	32.84	90.52
3	21.12	<0.105	33.59	34.45	89.16
4	19.83	<0.105	32.05	36.05	87.93
5	20.14	<0.105	32.30	34.20	86.64
6	20.25	0.130	33.88	32.89	87.15
7	34.82	<0.106	46.45	19.11	100.38

Примечание. Расположение точек определения элементного состава зерна см. на рис. 49 а. Элементы Au, Ag, Sn, Se, Te, S, Cu, Zn, W, Mo, Bi, Co, Ni, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na, Al, содержания которых не превышают пределы обнаружения во всех измерениях, из таблицы исключены. F, Cl не определялись. Измерения интенсивностей излучения и расчеты концентраций выполнены на микроанализаторе JСХА-8200 (JEOL Ltd. Tokyo. Japan).

Кроме того, привнос в материал потоков рассеяния таких элементов как Bi и Mn, связанных непосредственно с вмещающими породами напрямую указывает на то, что на формирование ЛПР Дукатского месторождения существенное влияние было оказано склоновыми процессами.

Как описано в главе 3, одной из ФН Au в ЛПР является неминеральная легкорастворимая обычными кислотами форма, которая сорбируется на гидроксидах Fe и Mn. Присутствие именно этой ФН Au в ЛПР является важным показателем развития процессов химического выветривания и хемосорбции в условиях криолитогенеза.

На факт значительного влияния процессов химического выветривания на формирование ЛПР указывает поведение таких элементов, как Hg, As, и Mn. В отложениях ЛПР Hg и As крайне редко имеют свои собственные минеральные формы, но при этом характеризуются контрастными геохимическими полями, широко проявленными по всей площади и Дукатского месторождения, и одноименного рудного узла. Эти элементы в

основном встречаются в виде примесей и в первичных минералах, и в большей степени в гипергенных, особенно в корродированных зернах и агрегатах пирита, галенита и гидроксидах Fe.

Таким образом, в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород субарктических ландшафтов, в условиях зон криолитогенеза, главными источниками формирования ЛПР являются продукты современного выветривания минералов, ореольные воды (плёночные воды) и поверхностные водотоки.

Говоря о роли химических процессов в условиях зоны криолитогенеза, важно отметить, что, несмотря на общепринятое мнение, не только нами, но и еще целым рядом исследователей (Кузнецов 1974, Берман 1981, Двуреченская 2001) было установлено их значительное влияние на растворение и осаждение рудогенных элементов в рыхлых отложениях ЛПР.

Обобщая все вышесказанное, приходим к следующим выводам, что главными факторами перевода микрокомпонентов (Au, Ag, Hg, Sb, As, Cu, Pb и Zn и др.) в воду, их преобразование и осаждение, являются процессы химического выветривания. Физические же процессы определяют преобладающую форму миграции этих элементов в природных водах, в основном, в виде взвеси и перекачивание по дну рыхлого твердого материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены особенности распределения и формы нахождения главных (Au, Ag) и основных сопутствующих элементов-индикаторов оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в образцах, отобранных из рыхлых отложений ЛПП и первичных руд Au-Ag зон Дукатского месторождения (Омсукчанский рудный район, Северо-Восток России). Отдельно рассмотрено поведение рудных элементов, не связанных с вулканогенной Au-Ag минерализацией, так называемых «чужеродных» элементов – W, Mo, Sn, Bi и Mn. Проведено сопоставление концентраций Au и Ag в валовых пробах и в разных гранулометрических фракциях аллювия двумя аналитическими методами – атомно-абсорбционным и сцинтилляционным.

При изучении распределения уровней содержания Au, Ag и основных сопутствующих элементов-индикаторов оруденения (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) в ЛПП, сформированных водотоками I-II порядка, было установлено, что особенности распределения и ФН рудных элементов в рыхлых (аллювиальных) отложениях водотоков, дренирующих Au-Ag зоны, теснейшим образом связаны с особенностями состава руд. Также как в рудах, главными элементами-индикаторами оруденения являются Au и Ag, основными сопутствующими – Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn. Эта тенденция свойственна, в основном, для всех главных и сопутствующих элементов-индикаторов золото-серебряного оруденения. Наиболее отчетливо она проявлена в головной части потока.

Важной особенностью, установленной при изучении распределения элементов-индикаторов в рыхлых отложениях потоков рассеяния, стало выявление закономерностей изменения содержаний элементов по мере продвижения потока. Так для большинства изученных элементов (Au, Ag, Sb, Cu, Pb, Zn,) по мере удаления от дренируемых и эродируемых рудных жил и зон, происходит разубоживание материала и, как следствие, снижение их содержаний и контрастности выявляемых при опробовании ЛПП аномалий. Та же тенденция, хотя и менее отчетливая, характерна для Hg. Исключение

составляет только As, высокие концентрации которого отмечены в аллювиальных отложениях и в головной, и в шлейфовой части ЛПР.

Отдельно следует отметить рудные элементы, не связанные с вулканогенной Au-Ag минерализацией, так называемые «чужеродные» элементы – W, Mo, Sn, Bi и Mn, распределение содержаний которых в пространстве разнонаправлено и в целом не имеет общей тенденции. Так относительно высокие концентрации этих элементов отмечены и в головной части, и в шлейфе ЛПР, дренирующих Au-Ag зоны Дукатского месторождения. Это объясняется тем, что по мере формирования потоков рассеяния существенное влияние на состав аллювия оказывают вмещающие породы, особенностью которых на всей площади Дукатского рудного узла и одноименного месторождения является их серебро-полиметаллическая и олово-редкометалльная специализация.

Кроме того, в рыхлых отложениях изученных водотоков установлены аномально высокие содержания Pb и Zn, достигающие 5000 г/т. Эти элементы являются индикаторами Au-Ag оруденения, но выявленные в ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения высокие их содержания, не характерны для этого типа минерализации. Такая особенность объясняется влиянием широко проявленных зон рассеянной сульфидной минерализации, имеющих площадной характер развития, где сульфиды в основном представлены полиметаллами и пиритом.

Подтвердились ранее полученные данные площадной съемки масштаба 1:50000 по ЛПР на площади Дукатского месторождения, что для выявления геохимических аномалий в горных районах Северо-Востока России, относящихся к субарктическим ландшафтам, в условиях зон криолитогенеза эффективным является опробование водотоков I- II порядков, непосредственно дренирующих рудные зоны месторождения. Даже плохо сформированные рыхлые отложения верховьев водотоков характеризуются наибольшими концентрациями рудных элементов, в первую очередь Au и Ag. Следовательно, на практике значительно увеличивается количество

выявленных аномалий, а повышенные концентрации элементов в русловых отложениях, более полно отражают формационный тип имеющейся здесь рудной минерализации.

При сравнении содержаний элементов-индикаторов в рядовых геохимических пробах и большеобъемных минералого-геохимических пробах было показано, что для большинства элементов-индикаторов оруденения максимальные содержания установлены именно в большеобъемных минералого-геохимических пробах. Изучение качественного и количественного элементного состава аллювия с помощью отбора объемных минералого-геохимических проб особенно актуально для водотоков I-II порядков. Эти водотоки, как правило, характеризуются слабым фрагментарным развитием рыхлых отложений, материал плохо отсортирован, мелкая фракция часто отсутствует. Все это усложняет отбор рядовых геохимических проб по классической схеме, через 200-250 м, резко снижает эффективность площадных съемок по ЛПП, как следствие делает выявление аномалий зачастую невозможным.

Нередко возникает ситуация, что ряд геохимических аномалий в зонах непромышленной рудной минерализации по контрастности и элементному составу мало отличим от аномалий, связанных с золото-серебряными рудами. Часто мы видим плохую разветвленность гидросети, неблагоприятное положение рудных тел по отношению к водотокам, наложение других типов минерализации, существенное влияние склоновых процессов и, следовательно, появление чужеродных для этого типа минерализации элементов. Все это приводит к нарушению качественных и количественных закономерностей в составе АГХП, значительно усложняет интерпретацию рудно-формационной принадлежности выявленных аномалий, делает не эффективным определение уровня эрозионного среза площадей и зон, затрудняет оценку промышленной значимости выявленных объектов. Очевидно, что для оценки таких аномалий необходимы дополнительные критерии. В качестве такого критерия предложено

рассматривать ФН Au, Ag и основных сопутствующих элементов в рыхлых аллювиальных отложениях литохимических потоков рассеяния.

Установлено, что ФН Au, Ag и основных сопутствующих элементов в аллювиальных отложениях ЛПР Au-Ag зон Дукатского месторождения теснейшим образом связаны с особенностями состава первичных руд и формами нахождения в них этих элементов. Наиболее близко особенности вещественного состава изученных зон отражаются в материале, отобранном из рыхлых отложений водотоков головной части потока. Здесь, так же как в рудах, золото представлено электрумом, тонкодисперсными частицами (дисперсными, ультрадисперсными, коллоиднодисперсными) и так называемым «связанным», в основном с сульфидами, невидимым Au (сорбционной составляющей и производными от нее). Серебро, кроме гипергенных образований, микровключений и ультраразмерных частиц, представлено самородной формой и частично сохранившимися сульфидами и сульфосолями. Остальные элементы (Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn) – это сложные по составу вторичные минералы и сохранившиеся в разной степени корродированные обломки зерен пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, среди которых преобладают оксиды и гидроксиды, в основном Fe. В меньшей степени проявлены различные соли и водорастворимые сульфаты Fe, Cu, Pb, Zn.

Кроме руд, существенное влияние на формирование ЛПР оказывают вмещающие породы. Околорудно измененные породы представлены ореольными зонами, где преобладающими ФН Au являются ультрадисперсная и т.н. «подвижная» форма, связанные с сульфидами. Как следствие, золото в рыхлых отложениях изученных ЛПР рассеяния Au-Ag месторождений тесно связано с пиритом, халькопиритом, аргентитом-акантитом, штернбергитом и сульфосолями серебра (пруститом, пираргиритом) – примесная форма. Но основным концентратором в рудах и носителем Au в ореольных зонах (околорудных метасоматитах) Au-Ag месторождений, как было установлено ранее, является пирит, в котором так называемое «связанное» невидимое Au – сорбционная форма и производные от нее – составляют 90 % и более.

Естественно, что высокий процент в рудах и ореольных зонах «связанного» с сульфидами, легко выщелачиваемого обычными кислотами Au, т.е. Au находящегося в относительно подвижной форме, оказывает существенное влияние на формирование ЛПР даже в условиях криолитогенеза.

Показано, что при изучении условий формирования ЛПР в зонах криолитогенеза, где процессы физического выветривания считаются главными, нельзя не учитывать роль химических факторов, в первую очередь хемосорбции. Доказательством тому служит обогащенность Au, Ag и в целом рудными элементами рыхлого материала тонких фракций. Высокий процент в рудах и ореольных зонах подвижных, легко выщелачиваемых обычными кислотами форм элементов, в сочетании с широким развитием в них глинистых минералов и гидроксидов, оказывает на процессы хемосорбции существенное влияние.

Так, в русловых отложениях головной части потока доля тонкодисперсного и «связанного» Au, элемента, как традиционно считается, меньше всего подверженного процессам химического выветривания, достигает 50–60 %. На долю самородного Au (электрума) приходится 40–50%. По мере транспортировки материала происходит его разубоживание. В шлейфе ЛПР, на фоне снижения концентраций, увеличивается доля тонкодисперсного и так называемого «связанного» Au (до 95%). Очевидно, что эти две формы Au в потоках, по сравнению с рудами, преобладают.

Еще в большей степени все выше сказанное относится к поведению и ФН в ЛПР таких элементов как Hg, Sb и As. Особенности распределения и ФН этих элементов в ЛПР (редко встречающиеся собственно минеральные формы, или как для ртути их полное отсутствие, большое количество вторичных образований, существенное преобладание сорбционной составляющей) можно объяснить большей неустойчивостью соединений Hg, Sb и As. Переходя в гипергенных условиях в легко подвижные водорастворимые формы, они затем в результате процессов хемосорбции,

проявляются в ЛПР в виде новых образований. Даже Cu, Pb и Zn, хотя и в меньшей степени, но все же, подвержены этим процессам (появление в гипергенных условиях вторичных минералов, различных солей и водорастворимых соединений).

Таким образом, вопреки традиционной точке зрения, что основную роль при формировании ЛПР в условиях зон криолитогенеза играет физическое выветривание, показано, что не менее существенная роль принадлежит также процессам химического выветривания, в первую очередь, хемосорбции.

В практическом отношении уровни концентрирования и ФН рудных элементов-индикаторов Au-Ag оруденения во вторичных средах, так же, как и в первичных, служат эффективным критерием оценки перспектив геохимических аномалий, выявленных по ЛПР. Они являются надежным показателем их рудно-формационной принадлежности и, как следствие, промышленной значимости. По содержанию, характеру распределения и ФН основных элементов-индикаторов в ряде случаев можно оценивать уровень эрозионного среза дренируемых зон и участков, т.е. прогнозировать оруденение на глубину.

Этот критерий может успешно применяться на всех стадиях геохимического изучения рудоносных площадей, начиная с прогнозной оценки перспектив, выявленных по ЛПР аномалий (экзогенных геохимических полей) на слабо изученных территориях, до детальных работ на конкретных, уже известных рудных объектах. И не только на территории Северо-Востока России, но и в других северных регионах, на тех площадях, где формирование литохимических потоков рассеяния происходит в условиях зон криолитогенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00361) и СО РАН (интеграционный проект № 48)

ЛИТЕРАТУРА

Абисалов Э.Г. Опережающие литохимические поиски по потокам рассеяния // Разведка и охрана недр. - 1977. - № 9. - С. 20-24.

Алексеев В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник. - М.: Логос, 2000. - 354 с.

Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994 - 76 с.

Белый В.Ф., Сидоров А.А., Волков А.В., Вашилов Ю.Я. Структура и развитие Кайемравеемского вулканического поля (новый рудный район Чукотки) // Вулканология и сейсмология. - 2008. - № 3. - С. 10-18.

Берман Ю.С. Золото и серебро в пиритах вулканогенных месторождений благородных металлов // Колыма. - 1986. - № 6. - С. 25-29.

Берман Ю.С. Отчет по теме: «Окислы марганца в качестве индикатора золото-серебряного оруденения» (материалы геол. фондов СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). - М., 1980. - 115 с.

Берман Ю.С., Бородин В.А., Бровчук И.Ф. Отчет по теме «Ртуть в минералах и рудах существенно серебряного месторождения» (материалы геол. фондов СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). - М., 1981. - 74 с.

Берман Ю.С., Волярович Г.П., Казаринов А.И. Минералого-геохимические особенности золота месторождений, сформировавшихся в близповерхностных условиях // Советская геология. - 1972. - № 7. - С. 47-55.

Берман Ю.С., Прокофьев В.Ю., Козеренко С. В. И др. Реювенация золото-серебряного оруденения вулканогенного месторождения Дукат (по результатам исследования флюидных включений) // Геохимия. - 1993. - № 4. - С. 539-548.

Большая физическая энциклопедия. - М.: Советская энциклопедия, 1988. - Т. 5. - 691 с.

Варгунина Н.П. Об ореолах ртути на золото-серебряном месторождении // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 4. - С. 943-946.

Варгунина Н.П., Андрусенко Н.И. Минералого-геохимические особенности полигенного золото-серебряного месторождения // Докл. АН

СССР. - 1983. - Т. 269, № 2. - С. 419-423.

Васильева И.Е., Кузнецов А.М., Васильев И.Л., Шабанова Е.В. Градуировка методик атомно-эмиссионного анализа с компьютерной обработкой спектров // Журн. аналит. химии. - 1997. - Т. 52, № 12. - С. 1238-1248.

Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Прямое атомно-эмиссионное определение серебра и золота в геологических образцах // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. - 2005, Т. 71, № 10. - С. 10-16.

Войткевич Г.А., Закруткина В.В. Основы геохимии – М.: Высш. шк., 1976. – 367 с.

Волынский И.С. Определение рудных минералов под микроскопом. - М.; Л.: Госгеолыздат, 1949. - Т. 3. – 340 с.

Воробьев С.А. Модели количественной взаимосвязи вторичных ореолов и потоков рассеяния // Разведка и охрана недр. - 2009. - № 5. - С. 19-22.

Воробьева С.Е., Меньшиков В.И., Цыханский В.Д. и др. Прямое атомно-абсорбционное определение Au, Ag, Sb, Te, Bi с применением электротермического атомизатора // VIII обл. науч.-техн. конф. по спектроскопии: Тезисы. докл. - Тамбов, 1987. - С. 55 -56.

Воротников Б.А., Нестеренко Г.В., Николаева Н.М. Гидрогеохимия самородного золота в зоне гипергенеза // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. –Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ие, 1990. - С. 113-116.

Вьюнов Д.Л., Соколов С.В. Принципы оценки формационной принадлежности золото- и серебросодержащих объектов по потокам рассеяния // Тез. докл. Всерос. съезда геологов и науч.-практ. геол. конф. (Санкт-Петербург, 2-6 окт. 2000 г.). - СПб., 2000. - С. 45-46.

Геологический словарь. - М.: Недра, 1973. - Т. 2. - 456 с.

Головин А.А., Гусев Г.С., Криночкин Л.А. Многоцелевое геохимическое картирование – новые решения проблем металлогенического прогнозирования // Разведка и охрана недр. - 2002. - № 8. - С. 2-9.

Горячев Н.А. Минерально-сырьевой потенциал Магаданской области //

Глобус – геология и бизнес. - 2010. - № 2. - С.18-25.

Дана Э.С. Описательная минералогия (справочник) – М.: ОНТИ, НКТП, СССР, 1937 - 423 с.

Двуреченская С.С. Минералогия зоны гипергенеза одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока России: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - М.: Изд-во. МГУ, 1987. - с. 184.

Двуреченская С.С. Гипергенные минералы серебряных месторождений. - М.: ЦНИГРИ, 2001. - 258 с.

Диман Е.Н., Карпов И.К., Макаров В.Н. Моделирование на ЭВМ гипергенных процессов: (Растворение, перенос и отложение золота). – М.: Наука, 1982. - 70 с.

Домчак В.В. Некоторые особенности рассеяния рудного вещества в аллювии горных рек Станового хребта // Разведка и охрана недр. - 2008. - № 4-5. - С. 99-103.

Ежегодник Большой Советской энциклопедии. - М.: Советская энциклопедия, 1983. - Вып. 27. - 584 с.

Захаров М.Н., Кравцова Р.Г. Геохимические типы меловых гранитоидов Северо-Востока России // Геохимия. – 1996. - № 6. - С. 507-516.

Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Павлова Л.А. Геохимия пород вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Геология и геофизика. – 2002. - Т. 43, № 10. - С. 928-939.

Иванов А.В., Базаров В.Б. Химическое выветривание пирита с водой и различными водными растворами при положительных и отрицательных температурах // Миграции химических элементов в криолитозоне. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ие, 1985. – С. 115-123.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. - М.: Недра, 1983. - 191 с.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. - М.: Научный мир, 2000. - 272 с.

Казьмин Л.А., Королева Г.П. Физико-химическое моделирование взаимодействия вода-порода в зоне гипергенеза золоторудных полей // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ие, 1990. - С. 82-87.

Квашневская Н.В. Поиски рудных месторождений по потокам рассеяния // Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - С. 146-157.

Константинов М.М., Косолец Т.Н., Кряжев С.Г. и др. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. - М.: ЦНИГРИ, 2002. - 192 с.

Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. - Якутск: ГУП НИП Сахаполиграфиздат, 2003. - 282 с.

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. - М.: Недра, 1998. - 203 с.

Константинова И.М. Состав речных илов и распределение в них рудных элементов на участках потоков рассеяния в Восточном Забайкалье // Ежегодник-1969 Ин-та геохимии СО АН СССР. - Иркутск, 1970. - С. 231-235.

Королева Г.П., Погребняк Ю.Ф. Экспериментальное исследование переноса и растворения золота некоторыми водными растворами // Геология и геофизика. – 1984. - № 7. – С. 85-90.

Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Геология – М.: Издательский центр «Академия», 2003. - 448 с.

Кошман П.Н., Югай Т.А. Донное опробование при поисках золоторудных месторождений // Разведка и охрана недр. - 1966. - № 6. - С. 14-16.

Кравцова Р.Г. Минералого-геохимическая зональность и особенности формирования золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. - 1998. - Т. 39, № 6. - С. 763-777.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. - Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. - 292 с.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья: дис. ... д-ра геол.-минералог. наук. – Иркутск, 2006. – 500 с.

Кравцова Р.Г. Элементы-примеси в пиритах золото-серебряных месторождений // Геология и геофизика. - 1985. - № 3. - С. 71-76.

Кравцова Р.Г. Вторичные ореолы и потоки рассеяния золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Материалы Всерос. науч. конф. (Иркутск, 24-30 сент. 2007 г.): в 3 т. - Том 3. - Иркутск: ИГХ СО РАН, 2007. - С. 45-49.

Кравцова Р.Г., Андрулайтис Л.Д. Изучение форм нахождения элементов в рудах и ореолах с целью повышения эффективности геохимических поисков // Геохимические поиски рудных месторождений в таежных районах. - Новосибирск: Наука, 1991. - С. 129-138.

Кравцова Р.Г., Андрулайтис Л.Д. Формы нахождения Au, Ag, Hg и особенности их распределения в рудах и ореолах золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. - 1989. - Т. 307, № 2. - С. 438-441.

Кравцова Р.Г., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю. Условия формирования золото-серебряных месторождений Северного Приохотья, Россия // Геология рудных месторождений. - 2003. - Т. 45, № 5. - С. 452-473.

Кравцова Р.Г., Вавилова Н.Ф. Опыт использования метода многомерного анализа геохимических полей для прогноза, поисков и оценки рудных месторождений // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Материалы конф. ТПУ (Томск, 25-27 сент. 2000 г.). - Томск, 2000. - С. 135-140.

Кравцова Р.Г., Захаров М.Н. Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-сереброносной рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. - 1996. - Т. 37, № 5. - С. 28-38.

Кравцова Р.Г., Захаров М.Н., Иванов О.П. Комплексные геохимические исследования Пестринского сереброносного рудного поля (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. - 1996. - Т. 38, № 5. - С. 424-436.

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С. Потоки рассеяния золото-серебряных рудообразующих систем (Балыгычано-Сугойский прогиб. Северо-Восток России) [Streams sediments of gold-silver ore-forming systems (Balygychan-Sugoisk depression. Northeast of Russia)] // Gold of the North Pacific Rim. Abstracts of the Geology & Mining Conference. II International Geology & Mining Forum dedicated to Yu.A. Bilibin's 110th Anniversary (Magadan, September 3-5, 2011). - Magadan: NEISRI FEB RAS. 2011. - P. 247-250.

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С. Аномальные геохимические поля золото-серебряных рудообразующих систем (Северо-Восток России) // Тезисы докл. Междунар. Горно-геол. форума «Золото северного обрамления Пацифика» (Магадан, 10-14 сент. 2008 г.). - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. - С. 37-38.

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С. Разномасштабное геохимическое картирование при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации (Северное Приохотье) // Региональные геохимические работы – основа подготовки площадей для поисков месторождений полезных ископаемых: Тезисы докл. III Всерос. науч.-практ. конф. по прикладной геохимии. – М.: ИМГРЭ, 2010. – С. 126-127.

Кравцова Р.Г., Павлова Л.А., Рогозина Ю.И., Макшаков А.С. Первые данные по формам нахождения золота в литохимических потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2010а. - Т. 434, № 1. С. 96-106.

Кравцова Р.Г., Павлова Л.А., Рогозина Ю.И. Формы нахождения серебра в рыхлых отложениях потоков рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // Геохимия. - 2010б. - № 7. - С. 779-784.

Кравцова Р.Г., Соломонова Л.А. Золото в пиритах руд и метасоматитов

золото-серебряных месторождений вулканогенных полей Северного Приохотья // Геохимия. - 1984. - № 12. - С. 1867-1872.

Кравцова Р.Г., Степина З.И. Геохимические и люминесцентные ореолы на Дукатском золото-серебряном месторождении // Геология рудных месторождений. - 1992. - Т. 34, № 5. - С. 36-45.

Красников В.И. Комплексные исследования гидросети при поисках // Разведка и охрана недр. - 1957. - № 12. - С. 19-28.

Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 412 с.

Краткий справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.Е. Мирошников, А.С. Поваренных, В.Т. Прохоров. - М: Недра. 1970. - 278 с.

Кременецкий А.А., Карась С.А., Покатаев Д.Д. и др. Прогнозно-поисковый геолого-геохимический комплекс // Разведка и охрана недр. - 2006. - № 9-10. - С. 79-87.

Кузнецов В.И. Формирование водных ореолов рассеяния золото-серебряных месторождений южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса как основа гидрогеохимического метода их поисков: дис. ... канд. геол.-минералог. наук 1974. - 165 с.

Кузнецов В.И. Отчет по теме «Гидрогеохимические ореолы как поисковый признак золото-серебряного оруденения южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса». - Магадан, 1974. – 98 с.

Кузнецов В.М., Ливач А.Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сб. науч. тр. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. - С. 156-177.

Макаров В.Н. Подвижность химических элементов в криолитозоне - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 50 - 61.

Макарова Ю.В., Марченко А.Г., Ильченко В.О. Методы обработки данных литохимических поисков по ореолам и потокам рассеяния // Разведка и охрана недр. - 2008. - № 4-5. - С. 72-77.

Макрыгина В.А. Геохимия отдельных элементов: учеб. пособие. - Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. - 195 с.

Макшаков А.С. Потоки рассеяния золото-серебряных рудообразующих систем Балыгычано-Сугойского прогиба (Северо-Восток России): автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Иркутск, 2011. – 21 с.

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. Литохимические потоки рассеяния Дукатской золото-серебряной рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Тезисы докл. Четвертой Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 1-3 декабря 2008 г.). – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2008. – С. 184-186.

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. Бриолитохимические исследования при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния (Северо-Восток России) // Изв. Сиб. отд-ия. Секции наук о Земле РАЕН – Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2010. - № 1 (36). - С. 103-111.

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. Оценка геохимических аномалий при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния (Северо-Восток России) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений: Материалы Пятнадцатой научной молодежной школы (Миасс, 19-23 апр. 2009 г.). - Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. - С. 95-99.

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. Экзогенные геохимические поля при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации на территории Северо-Востока России // Материалы Всерос. конф. (с междунар. участием) «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». Конференция посвящена памяти Н.В. Петровской (1910-1991). - М.: ИГЕМ РАН, 2010. – Т. 2. - С. 15-17.

Матвеев А.А. Прогнозная оценка рудных объектов по геохимическим данным // Разведка и охрана недр. - 2008. - № 4-5. - С. 18-21.

Матвеев А.А., Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Краткий курс лекций. Издательство Московского университета, 2003 г., 110 стр.

Миляев С.А. Литохимические поиски полиметаллических месторождений. - М.: Недра, 1988. - 183 с.

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Исаакович И.З. Сопряженные системы: рудное тело+первичный ореол – вторичный ореол – поток рассеяния на примере Наталкинского рудного поля (Северо-Восток России) // Отечественная геология. - 2010. - № 1. - С. 47-54.

Михайленко Я.И. Курс общей и неорганической химии. – М.: Высшая школа, 1966 . - 664 с.

Наталенко В.Е., Калинин А.И., Раевская И.С. и др. Геологическое строение Дукатского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. - Вып. 25. – Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1980. - С. 61-73.

Наталенко В.Е., Толстихин Ю.В., Мудров А.Т., Литвинов З.Ф. Отчет «О геолого-разведочных работах на Дукатском золото-серебряном месторождении за период 1971-1977 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 октября 1977 г» (материалы геол. фондов СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). - М., 1980. - 133 с.

Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. - М.: Наука, 1991. - 302 с.

Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985. – 200 с.

Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. - М.: Недра, 1978. - 101 с.

Новиков В.М., Россинская Э.С., Гольдапель С.Я. Высококочувствительный атомно-абсорбционный метод определения ртути в горных породах и минералах // Ежегодник - 1971 СибГЕОХИ. - Иркутск, 1971. - С. 412-416.

Остроумов Г.В. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. - М.: Недра, 1979. - 400 с.

Павлова Л.А., Кравцова Р.Г. Определение форм нахождения серебра в литохимических потоках рассеяния методом РСМА (на примере Дукатского золото-серебряного месторождения) // Методы и объекты химического анализа. – 2006. - Т. 1, № 2. - С. 132-141.

Павлова Л.А., Парадина Л.Ф. Рентгеноспектральный микроанализ и его применение в минералогии. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. - 186 с.

Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. – М.: Наука, 1973. - 347 с.

Питулько В.М., Крицук И.Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. - Л.: Недра, 1990. - 336 с.

Поликарпочкин В.В. Геохимические методы поисков рудных месторождений по потокам рассеяния // Советская геология. - 1963. - № 4. - С. 63-76.

Поликарпочкин В.В. Оценка рудопроявлений по их литохимическим потокам рассеяния // Литохимические поиски рудных месторождений. - Алма-Ата: Наука, 1972. - С. 252-267.

Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. - Новосибирск: Наука, 1976. - 408 с.

Поликарпочкин В.В., Коротаева И.Я., Гречкина Е.А., Гапонцев Г.П. О соотношении твердой и жидкой фаз потоков рассеяния // Геохимия. - 1965. - № 2. - С. 198-210.

Поликарпочкин В.В., Жукова Р.И., Константинова И.М., Филиппова Л.А. Состав иловых вод в речных потоках рассеяния Восточного Забайкалья // Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. - М.: Наука, 1971. - С. 165-177.

Политов В.К. Тектоническое развитие Балыгычано-Сугойского прогиба // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. – М.: Наука, 1972. - С. 80-88.

Полуэктов Н. С. Методы анализа по фотометрии пламени. - М., Госхимиздат, 1959. - 231 с.

Приставко В.А., Пляшкевич А.А., Трушнин А.В., Морозова С.Г. Распределение ареалов комплексного оруденения по геохимическим данным (Омсукчанский район) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сб. науч. тр. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. - С. 220-233.

Прокопчук С. И. Сцинтилляционный спектральный анализ в геологии. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1994. - 64 с.

Птицын А.Б. Геохимические основы геотехнологии металлов в условиях мерзлоты. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. - 120 с.

Раевская И.С., Калинин А.И. Минералогические особенности и зональность одного из золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. - Владивосток, 1983. - С. 41-50.

Раевская И.С., Калинин А.И., Наталенко В. Е. О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. - Вып. 23. – Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1977. -С. 149-155.

Романов В.А. Потоки рассеяния: теория, методика и практика. Пути дальнейшего развития // Отечественная геология. - 2008. - № 1. - С. 78-82.

Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. – М.: Наука, 1970. - 363 с.

Савва Н.Е., Пляшкевич А.А., Петров С.Ф. Золото-серебряные и серебряные месторождения окраинно-континентальных вулканических поясов Северо-Востока России // Отечественная геология. – 1997. - № 12, С. 6-14.

Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. - Л.: Недра, 1971. - 216 с.

Сахарова М. С., Брызгалов И. А. Минералы серебра кварц-адуляр-родонитовых вулканогенных гидротермальных жил // Геология рудных

месторождений. – 1981. - Т. 23, № 6. - С. 36-48.

Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Рябов А.Н. Эволюция минерального состава золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса // Геология рудных месторождений. - 1998. - Т. 40, № 1. - С. 35-57.

Сахарова М.С., Посухова Т.В., Артеменко О.В. Типоморфизм самородного серебра // Минералогический журнал. - 1983. - Т.5, №3. - С.3-13.

Сергеев Е.А. Исследование вод как средство поисков полиметаллических месторождений // Разведка недр. - 1946. - № 2. - С. 51-55.

Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций (северная часть Тихоокеанского пояса). - Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. - 85 с.

Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). - М.: Наука, 1989. - 240 с.+

Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений – М.: Изд-во Академии Наук СССР, 1951. - 334 с.

Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. - СПб.: Наука, 1998. - 154 с.

Соколов С.В. Прогноз и оценка ресурсного потенциала рудных полей, узлов и районов по потокам рассеяния на стадиях регионального изучения недр // Разведка и охрана недр. - 2010. - № 5. - С. 48-53.

Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. - Алма-Ата: Изд-во АН Казахской ССР, 1959. - 266 с.

Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. - М.: Недра, 1985. - 294 с.

Соловов А.П., Кунин Н.Я. Металлометрическая съемка по потокам рассеяния в горных районах // Советская геология. - 1960. - № 5. - С. 32-46.

Соловов А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков рудных месторождений: сб. задач. - М.: МГУ, 1978. - 232 с.

Соловов А.П., Шваров Ю.В. Оценка оруденения по литохимическим потокам рассеяния // Разведка и охрана недр. - 1980. - № 1. - С. 25-30.

Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых // А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. - М.: Недра, 1990. - 335 с.

Стружков С.Ф., Аристов В.В., Данильченко В.А. и др. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959-2008 годы). - М.: Научный мир, 2008. – 256 с.

Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - М.: Научный мир, 2005. - 320 с.

Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В. и др. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. - 1994. - № 9/10. - С. 2-16.

Тарасова Ю.И., Макшаков А.С. Ртуть в рудах, первичных ореолах и потоках рассеяния Дукатского Au-Ag месторождения (Северо-Восток России) // Металлогения древних и современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Научное издание. - Миасс: ИМин УрО РАН, 2013, с. 214-218.

Таусон Л.В. Современные проблемы геохимии // Вестник АН СССР. - 1983. - № 5. - С. 89-96.

Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пастушкова Т.М. и др. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». I. Аккумуляция золота пиритом // Геохимия. – 2011. - № 6. - С. 595-604.

Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Липко С.В. и др. Неавтономная нанофаза на поверхности гидротермального пирита и ее геохимическое значение // Докл. РАН. – 2008. - Т. 423, № 6. - С. 801-806.

Таусон В.Л., Бессарабова О.И., Кравцова Р.Г. и др. О разделении форм нахождения золота в пиритах путем исследования статистических выборок аналитических данных // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43, № 1. - С. 57-67.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г. Оценка структурной составляющей примеси золота в пиритах эпитеpmальных золото-серебряных месторождений

(Северо-Восток России) // Записки РМО. – 2002. - Ч. 131, вып. 4. - С. 1-11.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г. Типохимизм поверхности минералов: особенности состава поверхности (на примере золотоносного пирита эпитермального месторождения) // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, № 2. - С. 222-227.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Гребенщикова В.И. Типохимизм поверхности кристаллов пирита золоторудных месторождений // Докл. РАН. - 2004. - Т. 399, № 5. - С. 673-677.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Гребенщикова В.И. и др. Типохимизм поверхности гидротермального пирита по данным электронной спектроскопии и сканирующей зондовой микроскопии. II. Природный пирит // Геохимия. - 2009. - № 3. - С. 245-258.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Смагунов Н.В. и др. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. - 2014. - Т. 55, № 2. - С. 370-380.

Торгов В.Г., Хлебникова А.А. Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом анализаторе с предварительным выделением экстракцией сульфидами нефти // Журн. аналит. химии. - 1977. - Т. 32, вып. 5. - С. 960-964.

Торгов В.Г., Корда Т.М., Юделевич И.Г. Экстракция золота органическими сульфидами из соляно-кислых растворов // Журн. аналит. химии. - 1978. - Т. 33, вып. 12. - С. 2341-2349.

Филимонова Л.Г., Гориков А.И., Лапутина И.Т., Трубкин Н.В. Парагенезисы гидрооксидов Mn в орогенных вулканитах, как индикаторы среза сереброносных рудных полей. // Докл. РАН. – 1995. - Т. 344, № 4. - С. 513-515.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В. Микро- и наночастицы цинкита и самородного цинка из рассеянной минерализации метасоматитов Дукатского рудного поля // Геология рудных месторождений. – 2008. - Т. 50, № 2. - С. 153-163.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Особенности рассеянной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России) //

Записки РМО. - 2006. - Ч. 135, № 5. - С. 12-34.

Филиппова Л.А. Потоки рассеяния в речной мути и использование их при поисковых работах // Ежегодник-1973 Ин-та геохимии СО АН СССР. - Новосибирск: Наука, 1974. - С. 267-269.

Харьковский Г.А., Горбачева Н.В., Дьяконенко Е.В. Отчет «О предварительной и детальной разведке подземных вод в долине р. Омсукчан с подсчетом запасов по состоянию на 01.05.84 г.» (материалы геол. фондов СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). - М., 1985. - 112 с.

Хлебникова А.А. Атомно-абсорбционное определение золота в горных породах с применением экстракции сульфидами нефти // Ежегодник-1974 Ин-та геохимии СО АН СССР. - Новосибирск: Наука, 1976. - С. 344-346.

Чумакова Н.Л. Автоматизация методики количественного атомно-эмиссионного определения вольфрама в геологических объектах // Аналитика и контроль. – 2009. – Т. 13, № 4. - С. 174-177.

СТП ИГХ-020-2007. "Методика КХА. Атомно-эмиссионный анализ геологических образцов по способу вдувания-просыпки. Методика выполнения измерений массовых долей примесей атомно-эмиссионным методом"

Шварцев. С.Л. Некоторые результаты гидрохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты // Геология рудных месторождений. – 1963. - № 2. – С. 100 – 110.

Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления / под ред. А.А. Сидорова. - М.: Наука, 1992. - 257 с.

Эмиссионный спектральный анализ в геохимии / под ред. Я.Д. Райхбаума. - Новосибирск: Наука, 1976. - 280 с.

Andrews-Jones D.A. The application of geochemical techniques to mineral exploration // Colo. Sch. Mines, Miner. Ind. Bull. - 1968. - Vol. 11, No. 6. - P. 1-31.

Bradshaw P.M.D., Clews D.R., Walker J.L. Exploration Geochemistry. -

Ontario: Barringer Research Ltd., 1972. - 304 p.

Brown B.W. Error in lead anomalous stream sediments // *Economic Geology* - 1970. - Vol. 65, No. 4. - P. 514-515.

Bur T., Probst J.L., N'guessan M., Probst A. Distribution and origin of lead in stream sediments from small agricultural catchments draining Miocene molassic deposits (SW France) // *Applied Geochemistry*. - 2009. - V. 24, No. 7. - P. 1324-1338.

Cai F., Yao T. Геохимия верховьев реки Йичжцзян (запад Куньлиня, Синьцзян, КНР) и металлогенический прогноз этого района // *Wutan yu huatan=Geophys. and Geochem. Explor.* - 2004. - Vol. 28, No. 5. - P. 405-409.

Cannon W.F. Some statistical relationships between stream sediment and soil geochemistry in northwestern Wisconsin-can stream sediment compositions be used to predict compositions of soils in glaciated terranes? // *Journ. Geochem. Explor.* - 2004. - Vol. 81, No. 1-3. - P. 29-46.

Ciobanu C.L., Cook N.J., Pring A., Brugger J., Danyushevsky L.V., Shimizu M. 'Invisible gold' in bismuth chalcogenides // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, p. 1970-1999.

Coope J.A., Webb J.S. Copper in stream sediments near disseminated copper mineralization, Cebu, Philippine Republic // *Trans. IMM.* - 1963. - Vol. 72. - P. 397-406.

Eden P., Bjorklund A. Global geochemical sampling; a pilot project in Fennoscandia // *Exploration Geochemistry 1990: Proc. 3rd International Joint Symposium of the IAGC and the AEG (Prague, Czechoslovakia, 1990).* - Prague, 1991. - P. 79-84.

Ferreira da Silva E., Patinha C., Reis A.P. et al. Mineralogy and geochemistry of trace metals and REE in volcanic massive sulfide host rocks, stream sediments, stream waters and acid mine drainage from the Lousal mine area (Iberian pyrite belt, Portugal) // *Applied Geochemistry*. - 2009. - V. 24, No. 3. - P. 383-401.

Erdman J.A., Modreski P.J. Copper and cobalt in aquatic mosses and stream sediments from the Idaho Cobalt Belt // *Journ. Geochem. Explor.* - 1984. - Vol. 20, No. 1. - P. 75-84.

Fletcher W.K., Loh C.H. Transport equivalence of cassiterite and its application to stream sediment surveys for heavy minerals // *Journ. Geochem. Explor.* - 1996. - Vol. 56, No. 1. - P. 47-57.

Fletcher W.K., Loh C.H. Transport and deposition of cassiterite by a Malaysian stream // *Journ. Sediment. Res.* - 1997. - Vol. 67, No. 5. - P. 763-775.

Gohen D.R., Silva-Santisteban C.M., Rutherford N.F. et al. Comparison of vegetation and stream sediment geochemical patterns in northeastern New South Wales // *Journ. Geochem. Explor.* - 1999. - Vol. 66, No. 3. - P. 469-489.

Govett G.S. *Handbook of Exploration Geochemistry*. Vol. 1-3. - Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1981-1983.

Granet M., Chabaux F., Stille P. et al. U-series disequilibria in suspended river sediments and implication for sediment transfer time in alluvial plains: The case of the Himalayan rivers // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 2010. - Vol. 74, No. 10. - P. 2851-2856.

Granier C.L. *Introduction á la Prospection Géochimique des Gîtes Métalifères* (in French), Masson et Cie, Paris, 1973. - 143 p.

James C.H. The use of the terms “primary” and “secondary” dispersion in geochemical prospecting // *Economic Geology* - 1967. - Vol. 62, No. 7. - P. 997-999.

Hao L., Lu J., Li L. et al. Использование данных региональной геохимии при геологическом картировании площадей, перекрытых маломощными наносами // *Zhongguo dizhi=Geol. China.* - 2007. - Vol. 34, No. 4. - P. 710-715.

Huff L.C. A comparison of alluvial exploration techniques for porphyry copper deposits // *Geochemical Exploration: Proc. 3rd Internat. Geochem. Explor. Sympos.* (Toronto, April 16-18 1970). CIM Special Vol. 11. - [Toronto]: The Canad. Inst. of Mining and Metallurgy, 1971. - P. 190-194.

Kettner A.J., Restrepo J.D., Syvitski J.P.M. A spatial simulation experiment to replicate fluvial sediment fluxes within the Magdalena river basin, Colombia // *The Journal of Geology.* - 2010. - Vol. 118, No. 4. - P. 363-379.

Kravtsova R. Generation conditions of ore-forming systems of epithermal gold-silver deposits (northeastern Russia) // *Geochemistry & Ore Deposits*

Division: Au-Ag-Te-Se deposits (Proceedings of the 2006 Field Workshop Izmir-TURKEY, 24-29 September 2006) / ed. by Nigel J. Cook – Ismet Özgenç – Tolga Oyman. - Izmir-TURKEY, 2006. - P. 103-110.

Levinson A.A. Introduction to Exploration Geochemistry. - Second Edition. - Wilmette, 1980. - 924 p.

Lombard M., Bruin de D., Elsenbroek J.H. High-density regional geochemical mapping of soils and stream sediments in South Africa // Journ. Geochem. Explor. - 1999. - Vol. 66, No. 1-2. - P. 145-149.

Ludington S., Folger H., Kotlyar B. et al. Regional surficial geochemistry of the Northern Great Basin // Economic Geology - 2006. - Vol. 101, No. 1. - P. 33-57.

Macdonald E.H. Handbook of gold exploration and evaluation. - Cambridge: Woodhead Publishing Limited, 2007. - 647 p.

Melo Germano, Jr., Fletcher W.K. Dispersion of gold and associated elements in stream sediments under semi-arid conditions, northeast Brazil // Journ. Geochem. Explor. - 1999. - Vol. 67, No. 1-3. - P. 235-243.

Mikoshiya (Ujine) M., Imai N., Tachibana Y. Введение в [изучение] образцов отложений потоков, собранных для геохимической карты Японии // Chishitsu nyusu=Rev. Geol. - 2004. - No. 12. - P. 37-40.

Naseem S., Sheikh S.A. Lithochemical prospecting through stream sediments in Bela ophiolite of Lasbela area // Journ. King Abdulaziz Univ.: Earth Sci. - Vol. 7. - 1994. - P. 125-142.

Naseem S., Sheikh S.A., Qadeeruddin M., Shirin K. Geochemical stream sediment survey in Winder Valley, Balochistan, Pakistan // Journ. Geochem. Explor. - 2002. - Vol. 76, No. 1. - P. 1-12.

Ohta A., Imai N., Terashima S., Tachibana Y. Influence of surface geology and mineral deposits on the spatial distributions of elements concentrations in the stream sediments of Hokkaido, Japan // Journ. Geochem. Explor. - 2005. - Vol. 86, No. 2. - P. 86-103.

Pestana M.H.D. Heavy metals in stream sediments from copper and gold mining areas in southern Brazil // Journ. Geochem. Explor. - 1997. - Vol. 58, No.

2-3. - P. 133-143.

Reed S.J.B. *Electron Microprobe Analysis*. – Cambridge London. New York. Melbourne.: Cambridge University Press, 1975. - 306 p.

Reich M., Chryssoulis S.L., Deditius A., Palacios C., Zúñiga A., Weldt M., Alvear M. “Invisible” silver and gold in supergene digenite ($\text{Cu}_{1.8}\text{S}$) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, p. 6157-6173.

Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v.69, № 11, p. 2781-2796.

Rose A.W., Hawkes H.E., Webb J.S. *Geochemistry in Mineral Exploration*. - London: Acad. Press, 1979. - 657 p.

Singh M., Müller G., Singh I.B. Geogenic distribution and baseline concentration of heavy metals in sediments of the Ganges River, India // *Journ. Geochem. Explor.* - 2003. - Vol. 80, No. 1. - P. 1-17.

Sinha R., Kettanah Y., Gibling M.R. et al. Craton-derived alluvium as a major sediment source in the Himalayan Foreland Basin of India // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* - 2009. - Vol. 121, No. 11-12. - P. 1596-1610.

Swennen R. Stream sediment samples: their use in exploration and environmental geochemistry // *Journ. Geochem. Explor.* - 1998. - Vol. 65, No. 1. - P. 27-45.

Shacklette H.T. The use of aquatic bryophytes in prospecting // *Journ. Geochem. Explor.* - 1984. - Vol. 21, No. 1-3. - P. 89-93.

Smith S.C. Base metals and mercury in bryophytes and stream sediments from a geochemical reconnaissance survey of Chandalar Quadrangle, Alaska // *Journ. Geochem. Explor.* - 1986. - Vol. 25, No. 3. - P. 345-365.

Tauson V.L., Gelety V.F., Men'shikov V.I. Mercury speciation in mineral matter as an indicator of sources of contamination // *Regional and Global Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances*. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ. 1996. - P. 441-452.

Tauson V.L., Lipko S.V. Pyrite as a concentrator of gold in laboratory and

natural systems: A surface-related effect// In: Pyrite: Synthesis, Characterization and Uses/ Noel Whitley and Pierce T. Vinsen, Eds. Nova Sci. Pub., NY, 2013.

Theodore T.G., Kotlyar B.B., Singer D.A. et al. Applied geochemistry, geology and mineralogy of the northernmost Carlin Trend, Nevada // Economic Geology - 2003. - Vol. 98, No. 2. - P. 287-316.

Thompson M., Potts P.J., Webb P.C. GeoPT1. International proficiency test for analytical geochemistry laboratories – Report on round 1 (July 1996) // Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis. - 1997. - Vol. 21, № 6. - P. 51-58.

Xuejing X., Hangxin C. The suitability of floodplain sediment as a global sampling medium: evidence from China // Journ. Geochem. Explor. - 1997. - Vol. 58, No. 1. - P. 51-62.

Xuejing X., Hangxin C. The suitability of floodplain sediment as a global sampling medium: evidence from China // Journ. Geochem. Explor. - 1997. - Vol. 58, No. 1. - P. 51-62.

Yorkshire water. Methods of Analyses: 5th Edition. - Leeds: UK, 1989. - 56 p.

Zhou P., Zhao Q. Характеристики новых добавленных аналитических элементов в многоцелевой геохимической съемке в долине Ченгду // Wutan yu huatan=Geophys. and Geochem. Explor. - 2003. - Vol. 27, No. 1. - P. 7-12.

Zou L., Peng S., Yang Z. et al. Мультифрактальный анализ геохимических полей района Аэрцытуошань (Цинхай, КНР) // Zhongguo dizhi=Geol. China. - 2004. - Vol. 31, No. 4. - P. 436-441.