

*На правах рукописи*

**КРАВЦОВА Раиса Григорьевна**

**ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ  
СИСТЕМ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ**

25.00.09 – геохимия, геохимические методы  
поисков полезных ископаемых

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск – 2005

Работа выполнена в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

**Официальные оппоненты:**

- доктор геолого-минералогических наук, профессор  
Константинов Михаил Михайлович
- доктор геолого-минералогических наук, профессор  
Мионов Анатолий Георгиевич
- доктор геолого-минералогических наук, профессор  
Филонюк Виталий Андреевич

**Ведущая организация:** Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан.

Защита состоится 28 февраля 2006 г. в 10 часов на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Адрес: 664033, г. Иркутск-33, ул. Фаворского, 1 а.  
Факс: 8(3952)42-70-50

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Автореферат разослан 20 декабря 2005 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,  
к.г.м.н.

Г.П. Королева

## ВВЕДЕНИЕ

Территория Северо-Востока России по концентрации эпitherмальных Au-Ag и Ag месторождений является уникальной. Сформировались эти месторождения, в основном, в условиях окраинно-континентальных подвижных поясов Тихоокеанского сегмента. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), в центральной части которого проводились исследования, является одним из них. Здесь же находится крупнейшее по запасам серебра Дукатское Au-Ag месторождение.

**Актуальность проблемы.** В связи с возросшей ролью коренных объектов в работе золотодобывающей промышленности региона, актуальной становится проблема переоценки старых и выявления новых Au-Ag и Ag месторождений. Для ее решения надежной основой являются фундаментальные исследования, в том числе в области геохимии эндогенного рудообразования. По Au-Ag и Ag месторождениям имеется достаточно обширная информация. Но, несмотря на успехи, ряд вопросов теории и практики гидротермального и, в частности, эпitherмального рудообразования во многом остается нерешенным. Не до конца ясны пространственно-генетические связи между различными типами рудной минерализации. Нет полного представления о многоуровневых геохимических полях природных объектов, в первую очередь рудных. На практике это приводит к низкой эффективности оценки выявленных геохимических аномалий, особенно слабоконтрастных. Мало обобщающих работ, из которых можно было бы понять, какие необходимые и достаточные условия приводят к формированию крупных и уникальных месторождений. Поэтому необходимость продолжения фундаментальных исследований в области изучения процессов эндогенного рудообразования и совершенствование на этой основе геохимических методов поисков рудных месторождений являются достаточно очевидными.

**Объекты исследования.** Изученные рудно-магматические системы (РМС) и связанные с ними эпitherмальные Au-Ag и Ag месторождения (региональные и локальные рудообразующие системы, соответственно) расположены в центральной части ОЧВП (Северное Приохотье). Основные объекты исследований находятся на территории трех крупнейших рудных районов: Эвенского (Туромчинская и Ирбычанская РМС – Au-Ag месторождения Дальнее, Кварцевая Сопка, Ирбычан), Карамкенского (Арманская РМС – Au-Ag месторождение Карамкен) и Омсукчанского (Дукатская и Пестринская РМС – Au-Ag месторождение Дукат, Ag-Pb – Мечта, Тидит и Гольцовое, Sn-Ag – Мало-Кенское, Ново-Джагыньское, Труд и др.). Всего, при личном участии автора, было изучено 15 месторождений и более 30 рудопроявлений.

**Цель и задачи работы.** Основная цель – изучение условий формирования окраинно-континентальных Au-Ag РМС и связанных с ними эпitherмальных Au-Ag и Ag месторождений, разработка на этой основе геохимических методов их поисков. Основные задачи: 1) выяснение роли магматизма и метасоматоза в формировании Au-Ag РМС и месторождений; определение места и роли щелочных (K, Na, Li, Rb, Cs), летучих (F, B, Cl, S, CO<sub>2</sub>) элементов и H<sub>2</sub>O в процессах концентрирования Au и Ag; 2) изучение разнотипной рудной минерализации (Ag, Au-Ag, Ag-Pb, Sn-Ag, Sn-W), гидротермально-измененных пород и многоуровневых аномальных геохимических полей Au-Ag РМС и месторождений; выявление региональной и локальной рудно-геохимической и рудно-метасоматической зональности; 3) исследование форм нахождения Au и Ag в рудах, геохимических полях и минералах; использование их как носителей генетической информации; 4) проведение имитационных экспериментов по переносу и отложению Au и Ag в эпitherмальных условиях; определение глубины залегания магматического очага, параметров гидротермальной постройки; выявление

состава рудоносных растворов и их источника; 5) обобщение полученных данных с позиций существующих на сегодняшний день представлений об общей теоретической модели эндогенного рудообразования в целом; выявление региональных и локальных факторов формирования крупных и уникальных месторождений.

**Фактический материал и методы исследования.** Материал собран автором, за период с 1972 года по 1998 год включительно, в процессе работ (с 1980 г. – в качестве ответственного исполнителя), проводившихся Институтом геохимии СО РАН (г. Иркутск) на территории Северного Приохотья. Отобрано и проанализировано более 80 тыс. геохимических проб. Просмотрено 1500 шлифов и аншлифов. Выделено и изучено более 600 мономинеральных фракций.

Для определения содержания рудных элементов в породах и минералах использовались: спектральный приближено-количественный и количественный анализы, атомно-абсорбционный (Новиков и др., 1971), кулонометрический (Труфанова, Глюк, 1986) и химико-спектральный (Смирнова и др., 1993) методы. K, Na, Rb, Li и Cs анализировались с помощью фотометрии пламени (Полуэктов, 1959), S – йодометрическим (Пономарев, 1966), Cl – аргентометрическим (Телешова, 1964) методами. Химический состав пород изучался по методике (Методы химического ... , 1977). Для исследования вещества использовались микрозонд и фазовый химический анализ (Кравцова, Андрулайтис, 1989, 1991), метод статистических выборок аналитических данных для монокристаллов – СВАДМ (Таусон, Кравцова, 2002), рентгеновская фото- и оже-электронная спектроскопия (Анализ поверхности ... , 1987).

Моделирование рудообразующих процессов проводилось на базе программного комплекса Селектор (Карпов и др., 1995). Абсолютный возраст пород и руд определялся K/Ag и Rb/Sr изохронными методами по породам и минералам (69 анализов). При проведении термобарогеохимических исследований применялся комплекс методов (Ермаков, 1972; Борисенко, 1982; Реддер, 1987). Изучался кварц из жил и вмещающих пород (~ 1000 определений). При математической обработке данных использовались автоматизированная система построения геохимических карт и разрезов, корреляционный анализ, методы статистики (Евдокимова, 1984; Перетяжко, 1996; Рычков, 1976 и др.).

### Основные защищаемые положения

**Первое защищаемое положение.** Рудная минерализация Северного Приохотья сформировалась в два этапа. Первый этап ознаменовался образованием вулканогенных Au-Ag РМС и месторождений, тесно связанных с андезит-гранодиоритовой ассоциацией субдукционной известково-щелочной серии. Первоисточником Au и Ag была глубинная андезитовая магма. Второй этап связан с риодацит-лейкогранитной ассоциацией постсубдукционной трахириолит-базальтовой серии. Образуются полихронные вулканоплутоногенные РМС, специализированные на Ag, Sn, редкие металлы и уникальное Au-Ag оруденение (Дукат), возникшее как результат реювенации первичных Au-Ag руд под воздействием гранитоидного расплава. Эффективным показателем источника рудоносных флюидов являются РЗЭ.

**Второе защищаемое положение.** В формировании региональных и локальных Au-Ag рудообразующих систем важную роль играют щелочные элементы (K, Na, Rb, Li, Cs) и H<sub>2</sub>O. Они входят в состав магматогенных флюидов и отражают специфику рудно-метасоматических процессов. Щелочные элементы на Au-Ag и Ag месторождения образуют широкие ореолы и имеют отчетливо зональное распределение (по восстанию рудных зон): Na → K, Rb → Li, Cs. Геохимическими критериями оценки уровня среза месторождений и рудно-формационной принадлежности геохимических аномалий являются величины K/Rb, K/Na и формы связанной воды – H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>.

**Третье защищаемое положение.** Рудная минерализация (Au-Ag и Ag) и связанные с ней геохимические поля концентрирования имеют однонаправленный вектор развития и иерархическое строение. Локальные геохимические поля месторождений развиваются на фоне интегрированного многоэлементного поля Au-Ag РМС в целом и являются предельным выражением процесса привноса и перераспределения вещества. Зональное строение полей, повторение и сохранение позиций основных элементов-индикаторов оруденения в универсальных рядах зональности ( $Zn \rightarrow Pb \rightarrow Au \rightarrow Ag \rightarrow As \rightarrow Sb \rightarrow Hg$ ) не зависят от масштабов геологических образований. Это общее свойство изученных локальных и региональных Au-Ag рудообразующих систем.

**Четвертое защищаемое положение.** Основными формами нахождения Au в рудах и ореолах Au-Ag месторождений являются тонкодисперсное самородное Au и электрум, Ag – аргентит и сульфосоли. Незначительное количество Au и Ag (1-5 %) связано с сульфидными Fe, Pb, Zn – примесная форма. Распределение форм Au и Ag по падению рудных зон контрастно зональное: тонкодисперсное Au, сульфосоли Ag (прусит, пираргирит) → сульфиды Ag (аргентит, акантит), самородное Ag и интерметаллические соединения Au и Ag (электрум, кюстелит) → примесные Au и Ag, в основном, в пирите. В пирите преобладает поверхностно-связанное Au – сорбционная форма и производные от нее (90-99 %). Количество структурной примеси Au, по которой можно оценить его концентрации в рудоносном растворе, составляет от 1 до 10%.

**Пятое защищаемое положение.** Развитие Au-Ag РМС начиналось в малоглубинных ( $T=435^\circ\text{C}$ ,  $P=390$  бар) и заканчивалось в приповерхностных условиях ( $T=175^\circ\text{C}$ ,  $P=20$  бар). Размах гидротермальной постройки составляет не более 1.5 км. Независимо от типа системы, формирование Au-Ag руд происходило в сходных физико-химических условиях – на глубине до 1000 м, из близких по составу флюидов низкой концентрации (6.4-0.4 мас. %), относящихся к водно-солевой системе  $MgCl_2+NaCl(KCl)+H_2O$ , при T-режиме 375-175°C и давлении 170-20 бар. Основной растворимой формой Au является гидросульфид –  $Au(HS)_2^-$ . Ag находится и в виде гидросульфидов, и в виде хлоридов. Существенная роль принадлежит щелочно- и тиогидросульфидным комплексам Au и Ag.

**Научная новизна.** Полученные результаты позволяют говорить о достаточно высокой степени новизны проведенных исследований, которая не уступает мировому уровню, а по ряду позиций значительно его превышает. Использование для изучения рудных процессов фазового анализа, форм нахождения  $H_2O^+$ , поведения щелочных элементов на различных этапах и стадиях формирования региональных и локальных рудообразующих систем, применение новых программно-информационных средств не имеют аналогов ни в России, ни за рубежом. Изучение лантаноидов в рудах, исследование типохимизма поверхности минералов, количественная оценка сорбционной и структурной составляющей Au в пиритах, имитационные эксперименты по моделированию физико-химических процессов растворения, переноса и отложения Au и Ag в эпитептермальных условиях, по существу, являются пионерными.

**Практическая значимость.** Выполненные фундаментальные исследования (региональная и локальная зональность, особенности поведения щелочных элементов, формы нахождения Au и Ag в рудах и ореолах, элементы-примеси в сульфидных минералах) были положены в основу разработки геохимических критериев прогноза, поисков и оценки эпитептермальной Au-Ag и Ag минерализации. Практические рекомендации автора приняты к внедрению рядом организаций (подтверждено актами о внедрении): ПГО «Севостокгеология, Эвенская и Дукатская ГРЭ, ВИРГ. Материалы хоздоговорных работ, изложенные в научно-производственных отчетах, неоднократно

использовались при выполнении поисковых и разведочных работ на объектах Эвенского рудного района и Омсукчанского отрезка ОЧВП.

**Публикации и апробация работы.** По теме диссертации имеется более 170 научных работ. Результаты исследований автора опубликованы в 78 статьях и 70 тезисах, изложены в 19 научно-производственных отчетах и 6 научно-исследовательских разработках. Основные материалы и главные положения диссертации доклады автором на отечественных и международных симпозиумах, совещаниях и конференциях: Хабаровск (1979), Самарканд (1982), Новосибирск (1985, 1986), Алмата (1986, 1995), Ужгород (1988), Магадан (1988, 1990, 1997), Иркутск (1988, 1994, 1998), Прага (1990), Чита (1995), Москва (1997), Красноярск (1999, 2001); Barcelona (2000), Благовещенск-на-Амуре (2000), Changchun (2003). Начиная с 1994 года, работа поддерживалась грантами ISF (№ J9A100), РФФИ (№ 94-05-16437, № 97-05-65672, № 00-05-64377, 04-05-64201) и СО РАН (№ 35 и № 71).

**Структура и объем работы.** Работа состоит из шести глав, введения и заключения. Текст диссертации общим объемом 500 стр. сопровождают 108 илл. и 98 табл. Список литературы содержит 516 наименований. Главы диссертации 2, 3, 4, 5 и 6 соответствуют основным защищаемым положениям. В заключении дается расширенная трактовка последних, приводится их краткая аргументация.

**Благодарности.** Работа выполнена в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), в лаборатории «Геохимии рудообразования и геохимических методов поисков». В проведении исследований большую помощь автору оказали сотрудники Института и других научных организаций – Л.Д. Зорина, А.М. Механошин, К.В. Чудненко, В.А. Бычинский, Н.В. Рослякова, А.А. Боровиков, Н.Г. Шатков, В.Д. Ляхницкая, Л.Н. Бельчанская. Автор глубоко признателен д-ру В.Л. Таусону, докторам г-н М.С. Рафаиловичу, Р.И. Конееву, В.Ю. Прокофьеву, Г.Н. Гамянину, Н.А. Горячеву, А.С. Борисенко, Н.А. Рослякову, В. Д. Козлову, В.А. Макрыгиной, П.В. Ковалю, Ю.П. Трошину, И.С. Ломоносову, Н.В. Вилору, А.М. Спиридонову, А.Я. Медведеву и А. Ю. Антонову, чьи советы и рекомендации были учтены при подготовке работы. Необходимо отметить сотрудников аналитических служб Института и всех принимавших участие в обеспечении исследований – О.И. Коркину, А.А. Тупицина, Я.А. Алмаз, Е.Н. Коржову. Всем приношу искреннюю благодарность.

Выражаю огромную признательность и безмерное уважение профессору, д-ру Игорю Константиновичу Карпову, совместная работа с которым способствовала формированию научных взглядов автора и была неоценима при написании диссертации.

Особым долгом считаю почтить светлую память своих учителей, академика Льва Владимировича Таусона, Геральда Михайловича Гундобина, Михаила Николаевича Захарова, под чьим руководством начинались исследования, чьи идеи легли в основу этой работы, ставшей их продолжением.

## ГЛАВА 1. ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Специфика рассматриваемого региона заключается в сложной и динамичной истории его геологического развития в фанерозойское время, в многообразии эпитептермальных Au-Ag и Ag месторождений, сформировавшихся в рамках двух типов РМС – вулканогенных (ВГ) и вулканоплутоногенных (ВП).

**Современное состояние проблемы.** По Au-Ag и Ag региональным (РМС) и локальным (месторождения) рудообразующим системам окраинно-континентальных поясов и зон опубликована достаточно обширная информация (Гончаров, Сидоров, 1979; Константинов, 1984; Котляр, 1986; Сидоров, 1987; Шило и др., 1988; Минерало-

гия..., 1992; Кравцова и др., 1992, 1996; Marcoux Milesi, 1994; Савва и др., 1997; Кравцова, 1997, 1998; Константинов и др., 1998; Shimazu, 1998; Шило, 1999; Milesi et al., 1999; John, 2001; Brathweite, Faure, 2002; Etoh et al., 2002; Faure, Matsuhsa et al., 2002; Ronacher et al., 2004; Kesler, 2004; Сидоров, Волков, 2004 и др.). В последнее время появляется все больше материалов по изотопным данным и по источникам вещества, предпринимаются попытки построения частных моделей, отражающих ту или иную сторону образования месторождений (Helgeson et al., 1981; Шарапов, 1992; Krupp, Seward, 1990; Hedenquist, Lowenstern, 1994; Marcoux, 1995; Gammons, Williams-Jones, 1997; Кравцова, 1997; Сидоров, 1999; Чудненко и др., 1999; Karpov, Kravtsova, 2000; Константинов и др., 2000, 2003; Карпов и др., 2001; Котляр и др., 2001, 2004; Faure et al., 2002; John et al., 2003; Stefansson, Seward, 2003; Кравцова и др., 2003; Kravtsova, 2003; Константинов, 2004; Розин и др., 2004 и др.). Востребованным на современном уровне изучения геологических процессов, в том числе рудных, и успешно развивающимся является синергетическое направление (Поспелов, 1962, 1973; Летников, 1992, 1993, 1997; Шарапов и др., 1990; Русинов, 1997; Иванюк и др., 1997; Горяинов и др., 1997; Салихов и др., 2001 и др.).

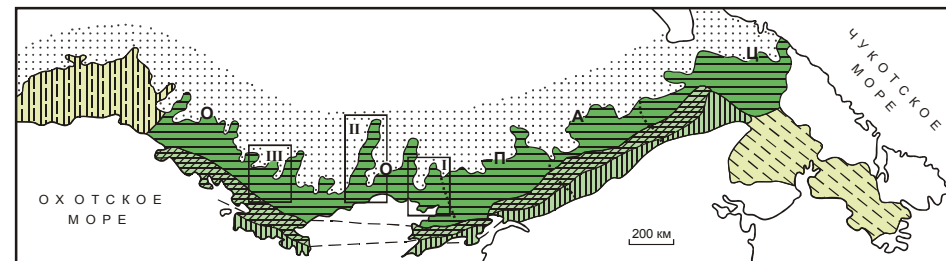
Тем не менее, многие вопросы теории и практики магматогенного и гидротермального рудообразования остаются нерешенными. Для большинства рассматриваемых в работе Au-Ag и Ag месторождений типичен не прямой, отдаленный характер связи оруденения с интрузиями. Отсюда, особое значение приобретают вопросы геохимической типизации и оценки потенциальной рудоносности всего комплекса магматических пород. Нет достаточной определенности в вопросах изучения источников рудного вещества, состава гидротермальных растворов, форм переноса рудных элементов. Отсутствует общая теоретическая модель многоуровневого геохимического поля природных объектов. Дискуссионными являются само определение «геохимическое поле» и классификация геохимических полей (Сафронов, 1936; Таусон, 1983; Соловов, 1985; Таусон и др., 1987; Питулько, Крицук, 1990; Соколов, 1998; Кременецкий, 2004 и др.). Нет четких физико-химических параметров условий рудообразования и надежных методов их количественной оценки. Мало изучены факторы, определяющие формирование крупных и уникальных месторождений.

Не менее актуально изучение форм нахождения элементов-индикаторов в рудных минералах. Важную информацию об условиях образования минерала несёт его структурная составляющая (Таусон и др., 1996, 2001, 2004; Таусон, 1999; Таусон, Кравцова, 2002). Особый интерес представляет изучение форм нахождения Au в пирите, основном его концентрате и носителе на большинстве известных месторождений (Миронов, Гелетий, 1978; Вилор и др., 1981; Кравцова, Соломонова, 1984; Козеренко и др., 1986; Кравцова, Андрулайтис, 1989, 1991; Таусон, Смагунов, 1997; Таусон и др., 1998; Fleet, Mumin, 1997; Кравцова, 1998; Кравцова, Таусон, 2001; Фадеев, 2003 и др.). В последнее время широко востребованы исследования по типохимизму поверхности минералов, в частности, по поверхности золотоносного пирита (Hochella et al., 1986; Козеренко и др., 1986, 1995; Eggleston, Hochella, 1990, 1993; Nyland et al., 1990; Mycroft et al., 1995; Vaughan et al., 1997; Фадеев, Козеренко, 1999; Таусон и др., 2001, 2003, 2004; Таусон, Кравцова, 2002, 2004; Фадеев, 2003; Таусон, 2003; Таусон, Смагунов, 2004 и др.). Томография поверхности пирита, т.е. ее последнее исследование в глубину, может дать информацию о последовательности природных процессов, о вариациях химического состава среды (Bostick et al., 2000; Таусон и др., 2002; Таусон, Кравцова, 2004; Таусон и др., 2004).

Важное место в изучении физико-химических условий формирования рудообразующих систем, в том числе Au-Ag, принадлежит проблеме построения количественной

теории эндогенных флюидных систем. В выполненной работе на базе программного комплекса Селектор был разработан новый подход к изучению процессов гидротермального рудообразования методом имитационного моделирования (Карпов и др., 1997; Karpov et al., 1997, 2002; Чудненко и др., 1999; Karpov, Kravtsova et al., 2000; Карпов и др., 2001).

**Структурно-геологическая позиция.** Рассматриваемая территория охватывает весь Охотский и западную часть Пенжинского секторов ОЧВП и относится к его внутренней Au-Ag зоне (рис. 1). В строении района принимают участие вулканолутоночические комплексы верхнего мела и палеогена, вулканогенно-осадочные образования юры и нижнего мела, преимущественно осадочные толщи триаса, перми, карбона и эффузивы девона. Отмеченные комплексы слагают два принципиально различных структурных яруса. Нижний ярус лежит в основании вулканогенных полей. Он неоднороден по строению и истории развития. Верхний ярус сложен вулканитами мела и палеогена и связан с развитием структур ОЧВП.



**Рис. 1.** Схема тектонического (Белый, 1977, 1981) и металлогенического (Металлогеническая карта... 1994; Стружков, 2003) районирования ОЧВП. 1-2 – Внутренняя зона, подзоны: 1 – унаследованная (золото-серебро-медно-порфировая), 2 – новообразованная (золото-серебро-медно-молибден-порфировая). 3 – Внешняя зона (золото-серебряная). 4-5 – Фланговые зоны: 4 – Западно-Охотская (золото-порфировая), 5 – Восточно-Чукотская (золото-серебряная, золото-порфировая). 6 – Перивулканическая зона (золото-мышьяковисто-сульфидная). 7 – Границы секторов: О – Охотский, П – Пенжинский, А – Анадырский, Ц – Центрально-Чукотский. 8 – Районы работ: I – Эвенский, II – Омсукчанский, III – Хасынский.

**Эвенский рудный район** находится в восточной части Охотского сектора ОЧВП и западной Пенжинского. В строении района принимает участие ряд вулканотектонических построек. Au-Ag оруденение находится, главным образом, в пределах двух из них, Верхне-Туромчинской и Ирбычанской.

Верхне-Туромчинская кольцевая вулканоструктура, в пределах восточного борта которой расположена Туромчинская Au-Ag ВГ РМС, имеет четкие ограничения, обусловленные системой глубинных разломов (Умитбаев, 1986). Внутренняя часть структуры представлена зональным интрузивно-эффузивным массивом. По периферии, вдоль северной и восточной окраин, он обрамлен зоной кислых и средних по составу эффузивов. К ней приурочены субвулканические малые интрузии, экструзивные тела и дайки разнообразного состава. С периферической зоной связано Au-Ag оруденение (месторождения Дальнее и Кварцевая Сопка).

Относительно небольшая по размерам Ирбычанская очаговая структура (Животнев, Литовченко, 1977), контролирующая одноименные Au-Ag ВГ РМС и месторождение, является частью глубоко эродированной Тафтындинской структуры, ее опущенным бло-

ком (Терехов, 1979). Сложена она верхнемеловыми вулканитами, в основном, кислого состава, риолитами, дацитами и их игнимбритами. С вулканитами тесно связаны гипабиссальные массивы и мелкие штокообразные тела гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Интрузивный магматизм изученных РМС представлен, в основном, верхнемеловыми образованиями. Наиболее крупные интрузивные гранитоидные массивы – Доктомычанский, Джольский и Гижигинский. Широко распространены их малые интрузии и дайки. На границе с северо-западной частью Ирбычанской РМС картируется крупный Ахавеемский гранитный массив.

Резко преобладающим развитием на площади района пользуются магматические образования верхнемелового комплекса (Загузина, 1977; Гундобин и др., 1980). Их возрастной период оценивается в  $92 \pm 2 - 74 \pm 2$  млн лет. Именно в этот, наиболее значительный по времени период (примерно 16-20 млн лет), происходило формирование основных рудоносных структур района.

Хасынский рудный район расположен также в Охотском секторе ОЧВП, но ближе к его внешней зоне, в Примагаданском отрезке. Арманская Au-Ag ВГ РМС охватывает территорию Карамкенской кальдеры (Гольфрид и др., 1974) и ее обрамление (Карамкенский рудный узел), пространственно совпадая с юго-восточной частью одноименной депрессии. К этой вулканоструктуре приурочено Карамкенское рудное поле, Карамкенское Au-Ag месторождение и ряд мелких Au-Ag и Ag-Pb рудопроявлений (Невский, Котляр, 1970, 1986; Красильников и др., 1971; Ярмолюк, 1973; Некрасова, Демин, 1977; Некрасова и др., 1979; Бельчанская, Юдин, 1990; Бельков и др., 1992; Савва и др., 1997; Сахарова и др., 1998; Брызгалов и др., 2001; Захаров, Кравцова, 2001; Бельчанская и др., 2004). В южной и восточной части этой кальдеры распространены покровные фации эффузивов основного состава и малые интрузии диоритов и диоритовых порфириров. Северный край ограничен выходами тел порфиридных гранитов на северо-западе и кварцевых диоритов на северо-востоке. Для центральной части рудного узла и поля характерны тела автомагматических брекчий кварцдиоритовых порфириров. Основным структурным элементом Карамкенского месторождения является верхнемеловое субвулканическое тело риодацитов.

Омсукчанский рудный район является одним из крупнейших на Северо-Востоке России. Пространственно он совмещен с главной рудоносной структурой Охотского сектора ОЧВП – Балыгычано-Сугойским окраинным прогибом (Омсукчанским грабеном). В строении прогиба участвует ряд крупных вулканотектонических структур (депрессий), к которым приурочены рудные узлы, металлогенически специализированные на Au и Ag (Au-Ag, Ag-Pb, Sn-Ag руды). Реже встречается редкометалльная (Sn-W, Mo-W) минерализация. Границы изученных ВП РМС – Дукатской и Пестринской, совпадают с границами наиболее крупных рудных узлов – Дукатского и Невского, соответственно.

*Дукатская ВП РМС* объединяет ряд рудных полей – Au-Ag Дукатское (Дукат), Sn-Ag-Pb – Мечтинское (Мечта, Мало-Кэнское) и Ag-Pb – Тидитское (Тидит).

Дукатское рудное поле расположено в пределах длительно развивающегося вулcano-интрузивно-купольного поднятия, находящегося в южной части одноименного рудного узла. Центральная часть этой постройки сложена раннемеловыми вулканитами кислого состава (Константинов и др., 1998). Кроме раннемеловой риолитовой толщи, в строении Дукатского рудного поля участвуют поздне триасовая морская терригенная моласса, ранне-поздне меловая андезит-гранодиоритовая и поздне меловая риодацит-лейкогранитная ассоциации, палеогеновые базальты.

Мечтинское и Тидитское поля приурочены к Кэнской депрессии, расположенной в центральной части Дукатского узла. Их геологическое строение и металлогения из-

вестны, главным образом, по фондовым материалам (отчеты ведущих специалистов ПГО «Севостокгеология» А.И. Калинина, И.С. Раевской, А.А. Басакова, И.А. Афанасьева, В.И. Голика, Ю.В. Толстихина, Ю.Н. Роднова и др.). Строение Тидитского рудного поля детально описано в монографии М.М. Константинова с соавторами (2003).

*Пестринская ВП РМС*, в отличие от Дукатской, больше специализирована на Ag, Sn (месторождения Гольцовое, Труд) и редкие металлы (рудопроявления Кальян, Пестринское). Пестринская РМС – это крупное интрузивно-купольное поднятие. В геологическом строении территории принимают участие два структурных яруса. Нижний ярус представлен сложно дислоцированными триасо-юрскими терригенными отложениями, верхний – поздне меловыми магматическими образованиями, объединенными в два вулканоплутонических комплекса: андезит-диоритовый ранний и риолит-гранитный поздний (Руб, 1970; Роднов, Зайцев, 1985). Первый сложен, в основном, лавами андезитового состава и субвулканическими малыми интрузиями гранодиоритов и диоритов. Вторым представлен кислыми эффузивами, субвулканическими массивами афировых риодацитов, телами и дайками невадитов и гипабиссальной интрузией лейкогранитов (Пестринский массив), составляющей ядро поднятия.

**Вмещающие породы и рудная минерализация.** Большинство изученных Au-Ag и Ag месторождений относится к типичной для вулканогенных поясов близповерхностной эпитермальной формации руд.

Эвенский рудный район. Преобладающим распространением на площади Эвенского рудного района в целом, Туромчинской и Ирбычанской РМС в частности, пользуется Au-Ag минерализация (месторождения Дальнее, Кварцевая Сопка и Ирбычан, рудопроявления Торок, Тэн, Старт, Болотное, Озерное, Сурьма, Мишка, Тошка, Ороц). С площадями развития вторичных кварцитов связана серная минерализация. Известны рудопроявления самородной серы – Красная Сопка (северный фланг месторождения Дальнее), Ирокал, Озерный. Ag-Pb минерализация имеет подчиненное развитие. Собственно Ag-Pb оруденение выявлено в бассейнах рек Туромча (рудопроявления Заросшее, Верхнее, Горное), Альдыгич (одноименное рудопроявление), Гижига (Безьянное, Дручак) и Ахавеем (Ахавеемское, Перевальное). Близкая к этому типу минерализация отмечена на флангах и глубоких горизонтах Au-Ag месторождений. Для всего Эвенского рудного района типичны многочисленные непромышленные зоны рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ), характеризующие начало гидротермального процесса. Рудовмещающими породами служат вулканиты верхнего мела – андезиты, дациты, их туфы и игнимбриты.

Наиболее широко проявлена Au-Ag минерализация, сформировавшаяся в заключительные стадии гидротермального этапа (месторождения Дальнее, Кварцевая Сопка, Ирбычан). Она характеризуется всеми геолого-минералогическими чертами близповерхностных вулканогенных месторождений, относящихся к типичной эпитермальной убогосульфидной Au-Ag формации (Петровская, 1967, 1973).

По запасам Au и Ag месторождение Кварцевая Сопка относится к средним, Дальнее и Ирбычан – к мелким. Рудные жилы и жильные зоны имеют в разрезе веерообразное строение, различную крутизну залегания (от  $40^\circ$  до  $80^\circ$ ) и сложные морфологические формы. Их протяженность не превышает 150-400 м, мощность 1.1-3.0 м, вертикальный размах оруденения 250-400 м.

Au-Ag месторождения отличаются простотой основного минерального и элементного состава. Промышленные концентрации образуют два элемента – Au и Ag. Вещественный состав рудных тел: кварц (90-95 %), адуляр (5-10 %, иногда до 50 %), серицит, гидрослюда, карбонат, каолинит (1-10 %) и рудные минералы (1-3 %). Наиболее распространенный рудный минерал – пирит. Главные – аргентит, электрум, прустит, пираргирит, самород-

ные Au и Ag, полибазит, штрмейерит. Реже встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, миаргирит, пирсеит, стефанит, самородный мышьяк, блеклые руды, антимонит, гессит, петцит. Всего на этих месторождениях установлено около 40 рудных минералов (Костырко, Романенко, 1978; Костырко, 1983).

K/Ag возраст кварц-адуляровых жил месторождений Кварцевая Сопка и Дальнее –  $80 \pm 2$ - $79 \pm 2$  млн лет, Rb/Sr возраст месторождения Дальнее –  $77 \pm 0.2$  млн лет. Определения Ag/Ag возраста, выполненные для кварц-адуляровых жил месторождения Кварцевая Сопка, показали  $80.5 \pm 0.2$ , Ирбычан –  $82.5 \pm 0.2$  млн лет (Layer et al., 1994).

Хасынский рудный район. Преобладающим развитием здесь пользуется Au-Ag минерализация (Карамкенский рудный узел, Арманская РМС – месторождения Карамкен, Колхида, Финиш, рудопоявления Аган, Гайчан, Генеральское, Валун, Живописное, Охра, Флора и др.). Рудные процессы в рамках Арманской ВГ Au-Ag РМС также начинаются с развития обширных ЗРСМ. Более поздняя Ag-Pb минерализация широким распространением не пользуется. Изучение этого типа оруденения проводилось, в основном, по разведочным выработкам на флангах Карамкенского рудного поля и на глубоких горизонтах одноименного месторождения. Здесь же, в некоторых рудных жилах, была выявлена самостоятельная Sn-Ag минерализация (Некрасова, Демин, 1977). Формирование Au-Ag руд завершает гидротермальные процессы. Наиболее крупным и детально изученным Au-Ag объектом в рамках Арманской РМС является Карамкенское месторождение.

Вмещающими породами служат позднемеловые вулканы кислого и среднего состава и примыкающие к ним контактовые зоны массива гранит-порфиров (Гольдфрид и др., 1974). Наибольший интерес представляет участок Восточный, где расположено основное промышленное рудное тело – жила Главная (Некрасова, 1979). Рудные тела месторождения – крутопадающие ( $60^\circ$ - $85^\circ$ ) адуляр-карбонат-кварцевые жилы. Выделяются рудные столбы, чередующиеся с рядовыми и бедными рудами. Протяженность рудных тел 150-900 м, мощность 0.2-5.0 м, вертикальный размах оруденения 450-600 м. Возраст рудных жил  $78.9 \pm 0.2$  млн лет (Layer et al., 1994).

Основную массу жильного выполнения (более 98%) составляют кварц, кальцит и адуляр, в подчиненном количестве присутствуют гидрослюда, хлориты, железистые и магнезиальные карбонаты, монтмориллонит и каолинит. Среди рудных минералов (1-3 %) в заметных количествах отмечены пирит, сфалерит, халькопирит, фрейбергит, теннантит, канфилдит, полибазит, электрум, Ag, иногда галенит и пираргирит. Всего в рудных телах установлено более 60 минералов (Некрасова и др., 1979; Брызгалов, 2001).

Омсукчанский рудный район. Металлогения этого района характеризуется разнообразной рудной минерализацией. Из непромышленной, широким развитием пользуются различные по составу линейно-площадные и площадные участки грейзенизации, ороговикования и ЗРСМ. Отмечаются Mo, W. Наиболее интересными в практическом отношении и наиболее изученными являются Sn-Ag, Ag-Pb, Au-Ag и Ag руды. Их характеристика в рамках рассматриваемых РМС приводится ниже.

Дукатская РМС. На площади Дукатской РМС, в той или иной степени, представлены все перечисленные типы рудной минерализации – Au-Ag месторождение Дукат (участки Центральный Дукат, Смелый, Чайка) и Au-Ag рудопоявления Красин, Баргузин; Ag-Pb месторождения Мечта, Тидит и рудопоявления Жарок, Начальный, Перевальный, Решающий, Хрустальный; Sn-Ag месторождение Мало-Кэнское и рудопоявления Разное, Финальное, Северное, Товарищ, Венера.

Формирование рудной минерализации обусловлено, в основном, двумя процессами – пневматолитовым и гидротермальным. С ранней пневматолитовой стадией связана Sn-W и Mo-W минерализация в скарнах, грейзенах и штокверковых зонах (Наталенко, 1980;

Калинин, 1984). Пространственно и генетически она приурочена к гранитоидам Дукатского массива. Формирование гидротермальной рудной минерализации шло в несколько продуктивных рудных стадий: раннюю Sn-Ag (месторождение Мало-Кэнское), затем Ag-полиметаллическую (Мечта, Тидит) и более поздние – Au-Ag и Ag (Дукат).

Месторождение Мало-Кэнское. Вмещающие породы – покровные литокристаллоластические игнимбриты риолитов и туфы риолитов. Руды представлены вкрапленными и прожилково-вкрапленными зонами, в основном, кварц-сульфидного и хлорит-(биотит)-сульфидного состава. Главные рудные минералы: аргентит, станнин, касситерит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, блеклые руды (Приставка, Пляшкевич, 2005).

Месторождение Мечта. Вмещающие оруденение породы – меловые игнимбриты риолитового и риодацитового составов (Калинин и др., 1984; Роднов, Зайцев, 1985). Рудные тела представлены круто- и пологопадающими жилами, прожилково-вкрапленными и минерализованными брекчиевыми зонами. Ag-Pb жилы имеют сульфидно-кварцевый состав (сульфидов до 20 %). В незначительных количествах присутствуют гидрослюда, апатит, эпидот. Из рудных минералов наиболее распространенными являются галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, фрейбергит (Пляшкевич, 2002).

Месторождение Тидит. Промышленную ценность представляют сереброносные залежи галенит-сфалеритового состава, залегающие в меловой вулканогенно-осадочной толще. Основные рудные минералы – сфалерит и галенит (20-25%), арсенопирит, халькопирит, пирит, марказит, пирротин, буланжерит, станнин. Серебряные минералы – фрейбергит, пираргирит, стефанит, миаргирит, акантит (Пляшкевич, 2002; Константинов и др., 2003).

Месторождение Дукат отличается длительной и сложной историей развития. Вмещающими породами являются нижнемеловые риолиты и риодациты. Рудные тела представлены серией сближенных жил и минерализованных зон. Протяженность их по простиранию достигает 2000 м, по падению – 600 м. Окончательный облик руд Дукатского месторождения сформировался под влиянием процессов, сопровождавших внедрение одноименной гранитоидной интрузии, вскрытой скважинами на глубине около 1000 м.

Руды Дукатского месторождения отличают полихронное развитие, сложный минеральный и компонентный состав (Наталенко и др., 1980; Сидоров, 1987; Константинов и др., 1998, 2003; Минералогия..., 1992; Кравцова, Захаров, 1996 и др.). Месторождение является типичным примером реювенации существовавшего ранее, «догранитного» Au-Ag оруденения (Берман и др., 1993). Руды представлены несколькими типами: преимущественно Ag – кварц-пиролозитовые, кварц-родонитовые жилы и Au-Ag – кварц-родонит-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-сульфидные жилы (верхне-среднерудные горизонты); Ag-Pb – кварц-родонит-сульфидные, кварц-родонит-хлорит-сульфидные жилы и Sn-Ag-Pb – кварц-хлорит-сульфидные жилы (нижнерудные). Все типы руд в разной степени совмещены в пространстве.

К числу важнейших рудных минералов относятся аргентит (акантит), самородное Ag, кюстелит, пираргирит. Золото представлено тонкодисперсной самородной формой и электрумом. Среди рудных минералов в значительных количествах проявлены галенит, сфалерит и пирит. К настоящему времени на месторождении установлено более 100 минералов (Раевская и др., 1977; Сахарова, Брызгалов, 1981; Раевская, Калинин, 1983; Минералогия и генетические особенности..., 1992; Савва и др., 1997; Сахарова и др., 1998).

По данным С.С. Стружкова и соавторов (1994), Rb/Sr возраст сохранившихся в виде реликтов догранитных «первичных» Au-Ag кварц-полевошпатовых жил –  $84 \pm 1$  млн. лет, более поздних реювенированных Au-Ag и Ag кварц-родонит-полевошпатовых и кварц-родонитовых –  $74 \pm 1$  млн лет.

*Пестринская РМС.* Au-Ag минерализация проявлена в виде редких слабоконтрастных аномалий (рудопроявление Верхне-Гапское). По связи с магматическими образованиями рудная минерализация разделена на две группы. К первой относятся Mo-W (Пестринское) и Sn-W (Кальян) проявления, пространственно тяготеющие к массивам гранитоидов. Ко второй – Sn-Ag и Ag-Pb руды, залегающие в кислых эффузивах (месторождение Гольцовое).

*Месторождение Гольцовое.* Рудовмещающими являются кислые вулканиты (игнимбриты) и субвулканические интрузии невадитов. Среди игнимбритов рудовмещающей толщи выделяются две пачки. Нижняя имеет преимущественно риодацитовый состав. Верхняя сложена однородными эффузивами риолитового состава. Промышленные Ag-Pb руды пространственно приурочены к верхней пачке, Sn-Ag – к нижней.

Sn-Ag оруденение представлено зонами вкрапленной и прожилково-вкрапленной полисульфидной минерализации. Рудные тела имеют сульфидно-кварцевый и хлорит-сульфидно-кварцевый состав. Из жильных минералов, наряду с кварцем и железистым хлоритом, встречаются кальцит, серицит, реже турмалин. Рудные минералы – галенит, сфалерит, аргентит, станнин, блеклые руды, халькопирит, пирит.

Ag-Pb руды по морфологии и условиям залегания относятся к минерализованным зонам и жилам выполнения. Из жильных минералов, наряду с кварцем, установлены гидрослюда, серицит, карбонаты. Реже встречаются хлорит, адуляр, каолинит. Основные рудные минералы – галенит, сфалерит, фрейбергит, пираргирит, стефанит (до 50 %). Преобладают галенит. Распространенными являются халькопирит, арсенопирит, пирит, марказит, миаргирит, буланжерит. В незначительных количествах отмечаются самородное Ag и акантит. Всего в Ag-Pb рудах установлено более 50 минералов (Пляшкевич, 1986, 2002; Серебро..., 1989).

## ГЛАВА 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ

При петро-геохимическом изучении магматических пород рудоносных структур Северного Приохотья были установлены две потенциально рудоносные вулканоплутонические ассоциации: андезит-гранодиоритовая, с развитием которой тесно связано формирование собственно Au-Ag минерализации, и более поздняя, риодацит-лейкогранитная, металлогенически специализированная на Ag, Sn и редкие металлы.

Магматические образования андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации входят в состав субдукционной известково-щелочной серии магматических пород ОЧВП (Котляр и др., 1981; Захаров, Кравцова, 1999) и широко распространены в рамках ВГ РМС – Туромчинской, Ирбычанской и Арманской. Вулканические образования этой единой петро-геохимической серии образуют непрерывный ряд от высокоглиноземистых базальтов до риолитов. Преобладают андезиты. Интрузивные члены этой ассоциации представлены разнообразными гранитоидами, среди которых широким распространением пользуются гранодиориты, их малые интрузии и дайки.

Породы постсубдукционной бимодальной трахириолит-базальтовой серии имеют подчиненное развитие. Наиболее полно они проявлены на площадях развития ВП РМС – Дукатской и Пестринской. Кислые члены образуют здесь самостоятельную риодацит-лейкогранитную вулканоплутоническую ассоциацию (Захаров, Кравцова, 2001; Захаров и др., 2002). В результате наложения процессов более позднего постсубдукционного кислого магматизма на породы известково-щелочной серии, под влиянием внедрившейся гранитной интрузии (Дукатский массив), в рамках Дукатской РМС, как следствие реювенации более ранних «первичных» Au-Ag руд, связанных с

субдукционным этапом магматизма, сформировалось уникальное Au-Ag оруденение (Гончаров, Сидоров, 1979; Берман и др., 1993; Кравцова и др., 2003 и др.).

**Туромчинская, Ирбычанская и Арманская вулканогенные рудно-магматические системы.** С петролого-геохимической позиции все верхнемеловые эффузивы и интрузивные образования ВГ Au-Ag РМС рассматриваются как единая андезит-гранодиоритовая ассоциация. Вулканическая ветвь этой ассоциации представлена андезитами, дацитами и риодацитами, интрузивная – диоритами, гранодиоритами, реже гранитами. Среди вулканических пород преобладают андезиты, интрузивных – гранодиориты. Андезиты рассматриваются нами как образования мантийных расплавов, все остальные магматические образования – как их дифференциаты (Захаров, 1988, 1991; Захаров, Кравцова, 1999, 2000).

Самыми распространенными эффузивами являются верхнемеловые известково-щелочные андезиты – трахиандезиты, трахиандезито-базальты. Их отличают повышенная глиноземистость и некоторое обогащение Rb, Ag, Au. Характерной особенностью этих андезитов являются высокие концентрации Ba и по отношению к другим типам андезитов этой площади, и по отношению к базальтоидам всей внешней зоны ОЧВП (Филатова, Дворянкин, 1974; Захаров, 1991), и в сравнении со средним типом андезитов других областей подвижных поясов Тихоокеанского сегмента (Siegers and et al., 1969). Несмотря на повышенные содержания в целом, они заметно беднее элементами группы железа, особенно Cr, а также Cu. Для них также типичны низкие значения K/Rb отношений. Относительно повышенные значения Rb/Sr отношений и пониженные – Ni/Co отражают, вероятно, явление дифференциации родоначальных магм, появление промежуточных камер и масштабы контаминации мантийных расплавов коровым материалом.

Верхнемеловые эффузивы кислого состава представлены, в основном, трахидацитами, реже – трахириолитами, которые близки по своим петролого-геохимическим характеристикам. По сравнению с трахиандезитами, трахидациты содержат значительно меньше V, Cr, Ni, Co, Cu, Ag, Au. Увеличиваются содержания K, Rb и, в целом, сумма щелочей. Возрастают величины Rb/Sr отношений. Величины K/Rb отношений в трахиандезитах и трахидацитах остаются постоянными. Генетическое родство подчеркивается первично высокими содержаниями Ba в кислых и средних эффузивах.

Интрузивные породы ВГ РМС представлены верхнемеловыми гранитоидами известково-щелочного типа. Состав гранитоидных интрузий изменяется закономерно. По мере увеличения кремнекислотности пород увеличивается содержание щелочей и доля K в их сумме. Со снижением величины цветного индекса растет величина коэффициента железистости и уменьшается известковистость. Перечисленные изменения состава рассматриваются как признаки кристаллизационной дифференциации единой магмы.

Содержания большинства редких элементов в рассматриваемых образованиях практически равны кларковым. Они такие же, как в среднем типе богатых калием гранитоидов (Йодер, 1979). Исключение составляют малые интрузии гранодиорит-порфиоров (Хайкомычакский массив) и автомагматические брекчии субинтрузивных массивов дацитов на флангах месторождений Кварцевая Сопка и Дальнее, в которых отмечены аномально высокие содержания Au (до 20 мг/т) и Ag (до 800 мг/т). В рамках Арманской РМС автомагматические брекчии андезитов и гранодиорит-порфиоров являются рудоносными (Захаров, Кравцова, 2000).

Золотоносными являются биотиты. В биотитах гранодиорит-порфиоров Хайкомычакского массива содержания Au изменяются от 29 до 45 мг/т. В биотитах субинтрузивных массивов дацитов окраинно-кольцевого комплекса Туромчинской РМС количество Au достигает 900 мг/т.

Петролого-геохимические данные хорошо согласуются с проведенными изотопными исследованиями. Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  практически одинаковы для всех магматических образований и равны 0.7045-0.7049 в андезитах и дацитах, 0.7046-0.7056 в гранодиоритах и гранитах. Идентичность первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , наряду с петрогеохимическими особенностями и близостью возраста рассматриваемых образований, подтверждают генетическое единство эффузивных и интрузивных пород, а низкие величины стронциевых отношений говорят о внекоромом, глубинном характере магматизма.

**Дукатская и Пестринская вулканоплутоногенные Au-Ag РМС.** Здесь продуктивной в отношении разнообразной серебряной, оловянной и редкометалльной минерализации является постсубдукционная риодацит-лейкогранитная вулканоплутоническая ассоциация. Большинство гранитов ВП РМС относится к субщелочным образованиям, что подтверждается отсутствием корреляционных связей между  $\text{SiO}_2$  и суммой щелочей.

Проведенные исследования показали, что магматические породы Дукатской РМС обогащены Ag, Sn и В, меньше F, S, Cl, ещё меньше W, Mo, Pb, Zn. Наиболее высокие концентрации этих элементов установлены в игнимбригах и лейкогранитах. Максимальные накопления Ag (коэффициент концентрации –  $\text{КК}_\text{к} = 5.65$ ), В (5.1), Sn (3.3), F (2.5) установлены в лейкогранитах Дукатского массива. Для оценки степени накопления редких элементов использовалось отношение средних содержаний металла в лейкограните к кларку его концентрации в граните, бедном Са (Краткий справочник..., 1970). Повышенные концентрации Au отмечены только в эксплозивных брекчиях диоритовых порфиритов.

Рудная минерализация формируется почти непрерывно в течение всего периода образования Дукатского вулкано-интрузивного поднятия, от начала верхнего мела вплоть до палеогена. Главные петрохимические параметры нижнемеловых игнимбригов и верхнемеловых гранитов совпадают, что позволяет считать их генетически родственными образованиями. Внедрение гранитной интрузии многократно усиливает процессы рудообразования в игнимбритовой толще, залегающей в кровле интрузии, приводит к процессам реовенации существовавшей ранее (догранитной) рудной минерализации и формированию значительных по масштабу полихронных Au-Ag и Ag руд Дукатского месторождения. Но этот существенный факт, по мнению автора, не единственный.

Полученные результаты позволяют предположить, что одним из факторов, обусловивших сложный полихронный характер развития оруденения на Дукатском месторождении, был локальный очаг базальтоидной магмы – постоянный источник флюидов и тепла, относительно удаленный от гранитной интрузии и действующий на протяжении становления всей Дукатской РМС, от периода становления вулкано-интрузивно-купольного поднятия до завершающих стадий гидротермального процесса, закончившихся формированием раннепалеогеновых даек базальтоидов.

Из субвулканических интрузий гранитного ряда наиболее распространены тела и дайки невадитов (Пестринская РМС). По химическому и редкоэлементному составу невадиты близки к кислым вулканитам, отличаясь от последних относительно повышенными концентрациями Pb, пониженными – Ag и F и низкими – Ва и Sr. Для среднего состава невадитов также характерно низкое содержание большинства летучих и редких элементов. Концентрации выше кларковых установлены для В ( $\text{КК}_\text{к} = 3.8$ ), Cl (2.2), Sn (2.9), Pb и Mo (1.7), Ag (1.6), W (1.5).

Пестринский массив по своим петро-геохимическим характеристикам, так же, как Дукатский, относится к субщелочным биотитовым лейкогранитам. Граниты Пестринского массива обогащены Sn, В, F, Rb и Li. В неизмененных разновидностях Пестринских лейкогранитов, наряду с Sn, отмечены также повышенные концентрации Ag, W, Pb, в меньшей степени Mo.

Минералами-концентраторами Ag и Sn являются биотиты. В биотитах Дукатских и Пестринских лейкогранитов содержания Ag доходят до 1700 мг/т. В биотитах лейкогранитов Дукатской РМС концентрации Sn колеблются в интервале 25-37 г/т. Максимальные концентрации Sn отмечены в биотитах Пестринских лейкогранитов (до 75 г/т).

По сравнению с Дукатской, Пестринская РМС в значительной степени эродированна. Возможно, этим объясняется отсутствие сколько-нибудь значимой Au-Ag минерализации.

**Геохимические типы гранитоидов и связь с ними рудной минерализации.** Геохимическая классификация гранитоидов центральной части ОЧВП, проведенная на основе диаграммы Rb-[Nb+Y] (Pearce et al., 1984), подтвердила правомочность выделения в рамках изученных рудоносных структур двух их типов. Большинство изученных субдукционных гранитоидов, по классификации Дж. Пирса, принадлежит к типу VAG (гранитоиды островодужных и активных континентальных окраин). И только постсубдукционные субщелочные лейкограниты Омсукчанского рудного района относятся к типу WPG (внутриплитовые граниты).

Геохимический тип, металлогеническая специализация и уровень потенциальной рудоносности отдельных массивов гранитов могут быть оценены по величине индекса накопления концентраций металлов – ИНК (Козлов, 1985). Для гранитов андезит-гранодиоритовой ассоциации, металлогенически специализированной на Au и Ag, значения ИНК изменяются от -6.6 (Гижигинский, Доктомычанский массивы, Эвенский район) до +0.6 (Джетский массив, Омсукчанский район). Au-Ag руды установлены только в ассоциациях, где интрузивная фация представлена гранитами с низкими значениями ИНК (-6.6 – Ирбычанская РМС, -3.3 – Тромчинская). Для гранитов риодацит-лейкогранитной ассоциации, с которой связаны Sn и редкие металлы (Mo, W), значения ИНК меняются от +1.7 (Невский массив, Омсукчанский район) до +16.6 (Левомомсукчанский, Омсукчанский район). По величине ИНК можно судить о потенциальной оловоносности гранитов. Наиболее продуктивными являются лейкограниты Левомомсукчанского массива (+8.6 – +16.6), с которыми связаны руды касситерит-кварцевой формации (месторождение Галимое).

Субщелочные граниты и лейкограниты ОЧВП характеризуются аномально высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , от 0.7131 и выше, что обычно для внутрикоровых образований. Мантийная природа гранодиоритов ОЧВП подтверждается величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , не превышающими значений 0.7056.

Анализ изложенного выше материала петрохимических, геохимических и изотопных исследований вулканоплутонических комплексов горных пород позволяет утверждать, что магматическая деятельность – важный фактор формирования РМС и связанной с ними разнотипной рудной минерализации. Формирование крупных и уникальных месторождений в значительной степени зависит от характера и масштабов магматических процессов. Определяющая роль при этом принадлежит гранитоидному магматизму.

**Длительность формирования Au-Ag РМС.** Еще одной важной характеристикой региональных и локальных Au-Ag рудообразующих систем является оценка длительности их формирования. Наиболее интересны сопоставления двух крайних типов Au-Ag РМС – наиболее значительной по масштабам ВП Дукатской и относительно небольшой – ВГ Туромчинской. По данным М.М. Константинова и соавторов (1998, стр. 169), время существования самой крупной по масштабам проявленного Au-Ag и Ag оруденения Дукатской РМС (Rb/Sr возраст), от начала «*рудоподготовительного этапа, ознаменовавшегося формированием ... риолитового комплекса (123.55±3 млн лет)*» до окончания формирования палеогеновых (?) даек базальтов (65-70 млн лет), оценивается примерно в 55-60 млн. лет, а время функционирования «*рудно-энергетической системы месторождения Дукат*» – в 15-20 млн лет, от формирования руд (84±1-74±1 млн лет) до ран-



непалеогеновых даек базальтов (65 млн лет), внедрение которых завершает развитие гидротермальных процессов. По сравнению с Дукатской, период формирования Турочинской РМС, с которой связано незначительное по масштабам Au-Ag оруденение, был относительно коротким ( $K/Ar, Rb/Sr, Ar/Ar$  возраст), не более 16-20 млн лет, от начала и до конца становления андезит-гранодиоритового комплекса ( $92 \pm 2 - 74 \pm 2$  млн лет). Время функционирования локальных рудообразующих систем Au-Ag месторождений Дальнее и Кварцевая Сопка не превышало 2-4 млн лет ( $80.5 \pm 0.2 - 77 \pm 3.2$  млн лет).

**Редкоземельные элементы и их роль в выявлении источника рудосных флюидов.** Закономерности распределения лантаноидов в неизменных породах и разных по составу рудах (Au-Ag, Ag-Pb, Sn-Ag и редкометалльных) рассмотрены на примере Дукатской ВП РМС. Для удобства проводимых сравнений по типам пород, метасоматитов и руд, сопоставления легких и тяжелых лантаноидов, были рассчитаны средние значения  $\Sigma P3Э$  и соотношений групп  $P3Э - \Sigma Ce \Sigma Y \Sigma Sc$ . Все  $P3Э$  были разделены на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые – Er, Yb, Lu (Минеев, 1974). Для выявления степени дифференциации легких и тяжелых  $P3Э$  применялись величины  $Ce/Yb$ .

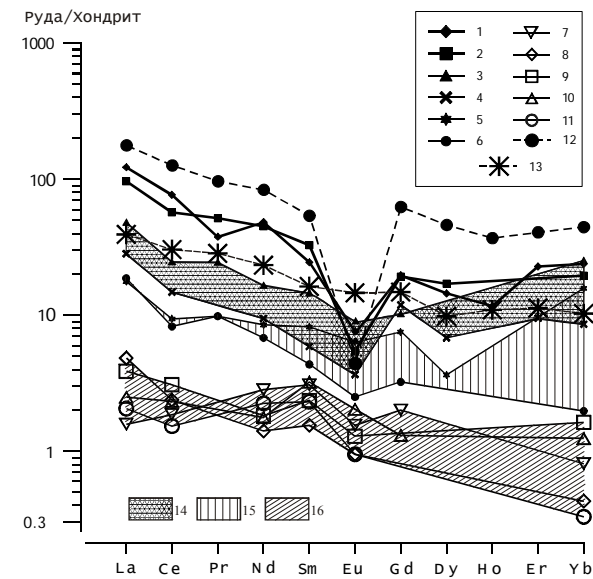
$\Sigma P3Э$  в лейкогранитах составляет 288, в кристаллогнимбритах – 157-203 и в риолитах – 102-129 г/т. Соотношение групп  $P3Э$  следующее:  $77_{Ce}16_{Y}7_{Sc}$  – в лейкогранитах,  $78_{Ce}16_{Y}6_{Sc}$  – в кристаллогнимбритах. Средние значения  $Ce/Yb$  отношений соответственно равны 11 и 14. На графиках нормированных концентраций  $P3Э$  эти породы представлены серией сближенных однотипных кривых с глубоким Eu минимумом, близких к графику спектров  $P3Э$  в лейкогранитах заключительной фазы Дукатского массива (рис. 2).

На флангах Дукатского рудного поля широко развиты андезиты и диоритовые породы. Минимальные  $\Sigma P3Э$  (107 г/т) отмечаются в неизменных андезитах, максимальные (155 г/т) в диоритах. На графиках нормированных концентраций  $P3Э$  эти породы представлены серией сближенных однотипных кривых со слабо проявленным Eu минимумом, близких к графикам спектров  $P3Э$  андезитов островных дуг (рис. 2). Эти кривые заметно отличаются от графиков спектров  $P3Э$  пород лейкогранитного ряда.

Общей особенностью изученных руд является низкий уровень  $P3Э$  по сравнению с магматическими породами. Низкие содержания  $\Sigma P3Э$  (до 6 г/т) обнаружены в рудных жилах эксплуатационного карьера в центральной части Дукатского месторождения, где широко развиты реовенированные Au-Ag и Ag руды. Пониженные содержания  $\Sigma P3Э$  (до 28 г/т) характерны и для Ag-Pb типа руд (нижнерудные горизонты и фланги Дукатского месторождения, месторождения Мечта и Тидит). Повышенные (до 60 г/т) и высокие (до 160 г/т) содержания  $\Sigma P3Э$  на площади Дукатской РМС отмечены только в Sn-Ag и Sn-Ag-Pb рудах (нижнерудные горизонты месторождения Дукат, месторождение Мало-Кэнское, рудопроявление Финальное). В спектре  $P3Э$  изученных руд, так же, как и во всех ранее рассмотренных образованиях, преобладают лёгкие «гидрофильные» лантаноиды цериевой группы. Средние соотношения групп лантаноидов в Sn-Ag рудах –  $81_{Ce}13_{Y}6_{Sc}$ , в Ag-Pb –  $80_{Ce}14_{Y}6_{Sc}$ , в Au-Ag –  $82_{Ce}14_{Y}4_{Sc}$  и Ag –  $80_{Ce}16_{Y}4_{Sc}$ .

Особенности поведения лантаноидов в процессе гидротермального рудообразования и закономерности их распределения на разных стадиях этого процесса хорошо выражены в спектрах  $P3Э$  (рис. 2). Высокими содержаниями  $P3Э$  и отчетливо проявленным Eu минимумом характеризуются Sn-Ag руды. Их спектры наиболее близки к спектрам  $P3Э$  пород риодацит-лейкогранитного ряда. В Sn-Ag-Pb и Ag-Pb рудах более поздних стадий содержания  $P3Э$  и Eu минимум закономерно снижаются. В Au-Ag и Ag рудах заключительных стадий содержания  $P3Э$  резко снижаются. Eu минимумы выражены крайне слабо, до полного их отсутствия. По характеру распределения и по

конфигурации кривые спектров  $P3Э$  Au-Ag и Ag руд больше схожи со спектрами  $P3Э$  пород андезит-диоритового ряда и близки к андезитам островных дуг. Не исключено, что этот факт отражает смешанную мантийно-коровую природу реовенированных Au-Ag руд на Дукатском месторождении.



**Рис. 2.** Спектры  $P3Э$  (1-13). 1, 2 – Sn-Ag руды: кварц-хлорит-полисульфидные жилы, месторождение Мало-Кэнское (1), рудопроявление Финальное (2); 3, 4 – Sn-Ag-Pb руды: кварц-хлорит-полиметаллические жилы, месторождения Мало-Кэнское (3) и Дукат – нижнерудный горизонт (4); 5, 6 – Ag-Pb руды: кварц-полиметаллические жилы, месторождения Мечта (5), Тидит (6); 7-9 – Au-Ag руды: кварц-родонитовые жилы, месторождения Дукат (7, 8) и участок Смелый – фланг Дуката (9); 10-11 – Ag руды: кварц-родонитовая жила (10) и пирролизит-кварцевая жила (11), месторождение Дукат; 12 – лейкогранит заключительной фазы Дукатского массива, среднее по 11 пробам; 13 – андезит островных дуг по (Балашов, 1976). 14-16 – поля спектров  $P3Э$  в рудах: Sn-Ag-Pb (14), Ag-Pb (15), Au-Ag и Ag (16), нормировано по хондриту (Boynton, 1984).

Проведенные исследования показали, что поведение  $P3Э$  в процессах гидротермального рудообразования, так же, как в магматических процессах, носит не случайный характер.  $P3Э$  являются чувствительным индикатором источника рудного вещества и последовательности происходящих процессов, а содержания и особенности распределения  $P3Э$  – четким признаком рудно-формационной принадлежности выявленной минерализации.

### ГЛАВА 3. ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И $H_2O^+$ , ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ МЕТАСОМАТОЗА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Опыт изучения гидротермально-измененных пород и выявления метасоматической зональности на Au-Ag месторождениях показал, что, наряду с традиционными исследованиями, эффективным является изучение в околорудном пространстве поведения щелочных элементов – K, Na, Rb, Li, Cs и связанной воды –  $H_2O^+$ .

**Типы метасоматитов, их состав и строение.** Гидротермально-измененные породы широко распространены во всех изученных Au-Ag РМС. По особенностям химического и минерального состава, а также времени и условиям формирования, установлен ряд разнотипных метасоматитов: региональные пропилиты и аргиллизиты, околорудно-измененные породы, вторичные кварциты.

**Региональные метасоматиты.** Региональные пропилиты и аргиллизиты являются результатом процессов площадной переработки пород. По отношению к Au-Ag и Ag оруденению, процессы регионального метасоматоза наиболее ранние. По среднему химическому составу региональные метасоматиты мало отличаются от неизменных эффузивов. Для них характерны значительные площади развития, слабая степень преобразований

и изохимичный характер. Вполне подвижны лишь летучие –  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S.

**Околорудные метасоматиты.** Каждый изученный формационный тип руд характеризуется специфическими по составу, характеру и масштабам развития полями гидротермально-измененных пород. Синрудные метасоматиты Au-Ag, Au-Pb и Sn-Ag месторождений развиваются на фоне широких полей площадных метасоматитов – пропилитов и аргиллизитов. Околорудно-измененные породы на Au-Ag месторождениях представлены гидрослюдисто-серицит-адуляр-кварцевыми, на Ag-Pb – гидрослюдисто-серицит-кварцевыми, на Sn-Ag – хлорит (биотит)-серицит-кварцевыми метасоматитами. С роговиками и грейзенами связана редкометалльная (Mo-W, Sn-W) минерализация. Для околорудно-измененных пород характерны линейная морфология, четкая приуроченность к рудным телам и зональное строение.

**Au-Ag месторождения Дальнее, Кварцевая Сопка и Ирбычан.** Околорудные метасоматиты Au-Ag стадии так же, как сама рудная минерализация, развиваются вне видимой связи с конкретными магматическими образованиями. Установлены три основных типа околорудных метасоматитов: кварц-серицитовый, кварц-адулярный и кварц-гидрослюдистый. В целом, характер околорудных изменений на всех Au-Ag месторождениях имеет одинаковую направленность (рис. 3). По падению рудно-метасоматических зон отмечается смена ассоциаций: кварц-гидрослюдистая, к которой приурочены наиболее богатые Au-Ag руды, сменяется кварц-серицитовой, затем кварц-адулярной. На флангах и с глубиной внутренние зоны околорудно-измененных пород сменяются внешними пропилитовыми зонами – кварц-серицит-карбонатной, хлорит-альбит-серицитовой.

и алуни-каолининовыми породами, содержащими вкрапленность киновари, антимонита и пирита. На Au-Ag месторождениях Туромчинской и Ирбычанской РМС надрудные зоны проявлены неотчетливо. Каолинит присутствует в небольших количествах. Алуни-фиксирован только в зонах развития вторичных кварцитов (Красная Сопка).

**Au-Ag месторождение Дукат.** В отличие от вулканогенных Au-Ag месторождений, среди измененных пород месторождения особое место занимают роговики и грейзены. Роговики образуются в результате контактового воздействия гранитов на вулканические породы их кровли. Роговики вскрыты скважинами на глубине от 600 м и более. Грейзены в основном приурочены к кровле гранитной интрузии. Структурными скважинами 10 и 101 вскрыты маломощные кварц-мусковитовые жилы и прожилки с карбонатом, шеелитом, пиритом, в некоторых присутствует касситерит. Sn-Ag, Ag-Pb оруденение и редкометалльные (W-Mo, Sn-W) геохимические аномалии отмечены на нижнерудных горизонтах месторождения (Кравцова, Захаров, 1996). Околорудные метасоматиты, связанные с Sn-Ag и Ag-Pb типами минерализации, были изучены на примере рудных зон месторождения Гольцового.

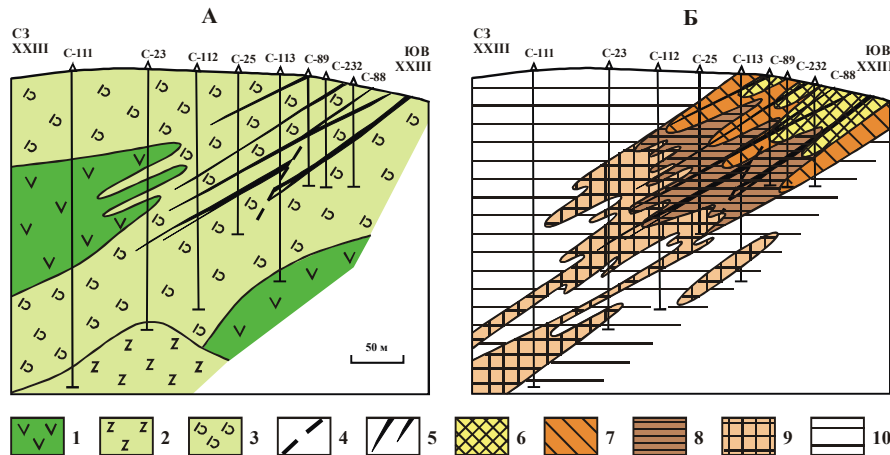
**Ag-Pb и Sn-Ag зоны (месторождение Гольцовое).** Наиболее широко проявлены и детально изучены околорудные метасоматиты Ag-Pb зон. Широкие внешние зоны слабой аргиллизации на подрудных и периферических участках сменяются по восстанию рудоносных структур более локальными, но интенсивно проявленными аргиллизитами внутренних зон: гидрослюдисто-серицит-ортоклаз-кварцевыми, затем гидрослюдисто-серицит-кварцевыми и гидрослюдисто-кварцевыми. Наиболее богатые серебряные руды связаны с зонами гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов. В околорудно-измененных породах Sn-Ag зон установлены два парагенезиса: хлорит-серицит-кварцевый во внутренних зонах, представляющих собой Sn-Ag руды, и кварц-серицит-биотит-хлоритовый во внешних зонах. Sn-Ag минерализация и связанная с ней метасоматиты приурочены к подрудным горизонтам месторождения.

**Вторичные кварциты.** Тесная пространственная сопряженность и тесная генетическая связь вторичных кварцитов с рудами Au-Ag формации (Власов, Василевский, 1964), выявленная в ряде районов Северо-Востока России (Камчатка, Курилы), вызвали повышенный интерес к подобным зонам и на территории центральной части ОЧВП. Ряд исследователей высказал предположение об использовании вторичных кварцитов не только в качестве важного поискового признака, но и как конкретное указание на возможность обнаружения на глубине Au-Ag оруденения (Красильников и др., 1971; Еремин, 1974). В пределах Туромчинской, Арманской и Дукатской РМС присутствует два типа вторичных кварцитов: каолинит-кварцевый, пространственно сопряженный с ЗРСМ, и алуни-каолинит-гидрослюдисто-кварцевый, связанный с зонами Au-Ag минерализации.

#### Щелочные элементы в метасоматитах золото-серебряных месторождений.

В процессах гидротермального преобразования пород в область Au-Ag рудоотложения в значительных количествах привносится K и выносятся Na. Наряду с K, метасоматиты обогащены Rb, Cs и Li (рис. 4-6). Щелочные элементы образуют широкие ореолы. Для них, как для рудных элементов, характерна зональность (по восстанию рудных зон):  $Na \rightarrow K$ ,  $Rb \rightarrow Li$ , Cs.

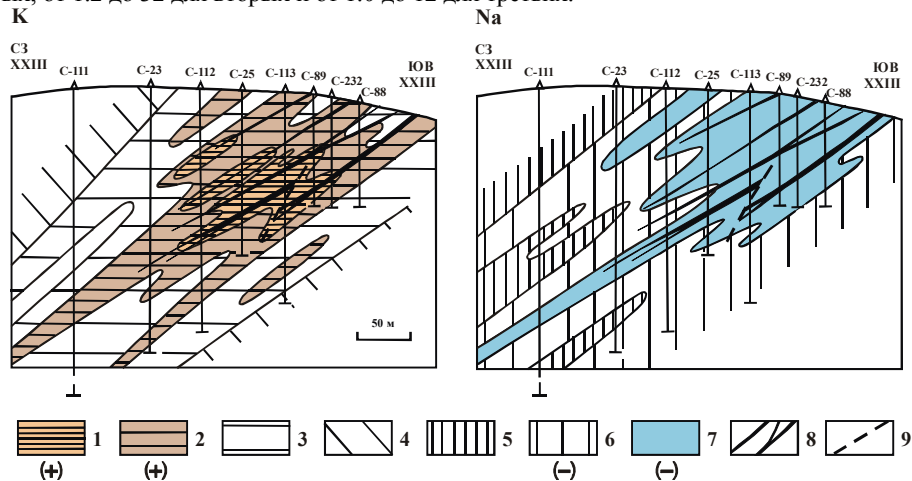
Уровни концентраций K и Na могут быть использованы и для решения вопросов рудно-формационной принадлежности выявленной минерализации. Для Ag-Pb месторождений характерен привнос K во внутренние зоны метасоматической колонки при почти полном выносе Na, для Au-Ag – интенсивный привнос K и более умеренный вынос Na, для золоторудных с Ag – слабый привнос K и снижение интенсивности выноса Na. В соответствии с этим, значения K/Na отношений изменяются от 3.6 до 50 для пер-



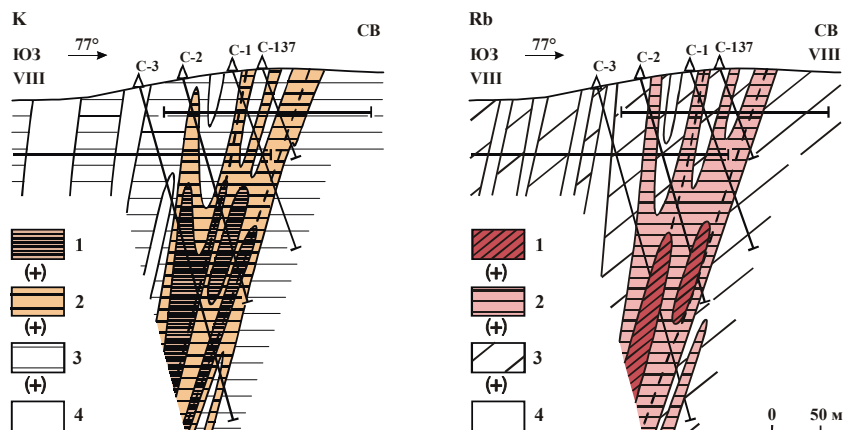
**Рис. 3.** Месторождение Кварцевая Сопка. Разрез по профилю XXIII. А – Геологический разрез (1-5): 1 – андезиты, 2 – дациты, 3 – туфы дацитов, 4 – разрывные нарушения, 5 – кварц-адулярные жилы и жильные зоны. Б – Схема метасоматической зональности. Метасоматические ассоциации (6-10): 6 – кварц-гидрослюдистая, 7 – кварц-серицитовая, 8 – кварц-адулярная, 9 – пропилитовая кварц-серицит-карбонатная, 10 – пропилитовая, хлорит-альбит-серицитовая с карбонатом.

**Au-Ag месторождение Карамкен.** Основные типы и зональность околорудно-измененных пород на этом месторождении, в целом, не отличаются от ранее рассмотренных на Au-Ag месторождениях Туромчинской и Ирбычанской РМС. Единственное различие состоит в том, что для гидротермально-метасоматической «колонны» Карамкенского месторождения характерно наличие верхней надрудной зоны, сложенной каолининовыми

вых, от 1.2 до 32 для вторых и от 1.0 до 12 для третьих.



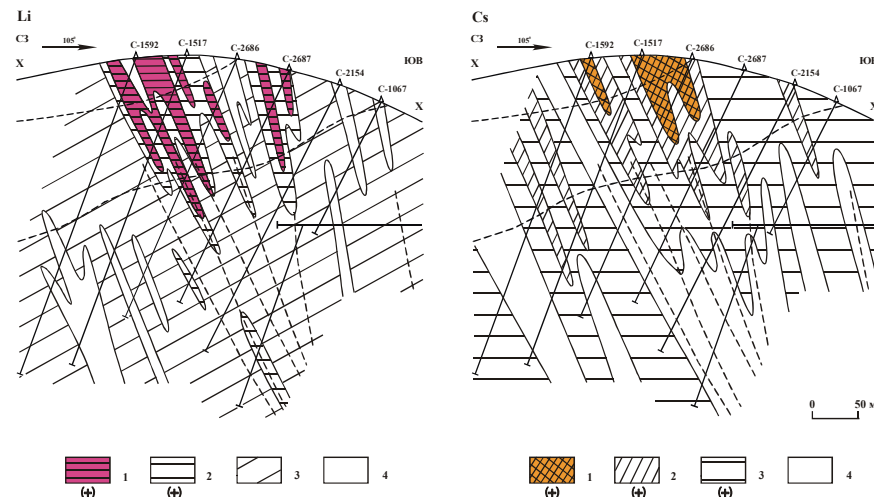
**Рис. 4.** Месторождение Кварцевая Сопка. Разрез по профилю XXIII. Эндеогенные ореолы калия и натрия. Содержание К (%): 1 – 5.5-6.0, 2 – 4.5-5.5, 3 – 3.0-4.0, 4 – 2.5-3.0. Содержание Na (%): 5 – 2.0-2.5, 6 – 1.0-2.0, 7 – < 1.0. Здесь и на рис. 5, 6: условные обозначения со знаком (+) – это поля концентрации (накопления), минус (-) – выноса (обеднения) элемента, без знака – фоновые и близзоновые поля. 8 – рудные тела. 9 – разрывные нарушения.



**Рис. 5.** Месторождение Дальнее. Разрез по профилю VIII. Эндеогенные ореолы калия и рубидия. Содержание К (%): 1 – > 6, 2 – 5.0-6.0, 3 – 3.0-5.0, 4 – 2.0-3.0. Содержание Rb (г/т): 1 – > 250, 2 – 200-250, 3 – 100-200, 4 – < 100. Здесь и на рис. 6 и 7, пунктиром показаны рудные тела.

При изучении рудно-метасоматических процессов, при поисках и оценке Au-Ag оруденения, наряду с К и Na, важная роль отводится редким щелочам – Rb, Li и Cs. Для Rb, как и для К, характерен привнос во все рудные зоны (рис. 5). Максимум концентраций Rb отмечается, как и для К, в зонах интенсивной адуляризации. Для Cs и Li также характерен привнос во все зоны синрудных метасоматитов (рис. 6). Максимальные со-

держания Li и Cs установлены в метасоматитах надрудных горизонтов (месторождение Дукаг, участок Смелый), где степень изменений резко снижается, и в значительных количествах появляются новообразованные альбит и хлорит, реже присутствует смешанно-слоистый силикат – монтмориллонит.



**Рис. 6.** Месторождение Дукаг. Участок Смелый. Разрез по профилю X. Эндеогенные ореолы лития и цезия. Содержание Li (г/т): 1 – 80-150, 2 – 50-80, 3 – 30-50, 4 – 20-30. Содержание Cs (г/т): 1 – 40-50, 2 – 20-40, 3 – 10-20, 4 – 4-10.

Поведение Rb находится в прямой зависимости от распределения К. Отношение К/Rb, равное 360-380 в неизмененных породах, 390-410 в слабо измененных породах, снижается до 270-290 в околорудных метасоматитах подрудных интервалов и до 120-140 надрудных, практически не изменяясь на каждом из горизонтов при переходе из одной зоны колонки в другую, несмотря на значительный размах в концентрациях. Необходимо отметить независимость величин К/Rb отношений от вмещающих пород, состав которых меняется от риолитов до андезитов. Все это свидетельствует о широком диапазоне условий, в которых содержание Rb полностью определяется уровнем содержания К.

Наблюдаемая стабильность величин К/Rb отношений не является случайной и, вероятно, обусловлена постоянством этого отношения в исходном рудообразующем растворе; следовательно, эти величины могут быть использованы для генетических сопоставлений. Небезынтересно и то, что для околорудных зон других типов месторождений (Макрыгина, Смирнова, 1971; Барсуков и др., 1976; Портнов, 1977; Forgac et al., 1985; Горжевский и др., 1990; Кравцова, Коркина, 2002) К/Rb отношения изменяются также в очень узких пределах, несмотря на то, что они существенно отличаются от вышеприведенных значений. Величины К/Rb отношений, их стабильность, служат надежным критерием отличия рудоносных метасоматитов от нерудоносных. Наряду с низкими К/Na величинами, это ещё и показатель их рудно-формационной принадлежности. Для околорудных метасоматитов Северного Приохотья, не связанных с Au-Ag оруденением, характерны высокие значения величин К/Rb (397-500) и низкие К/Na (0.85-2.1) отношений.

Перспективность использования щелочных металлов – К, Na, Rb, Li и Cs для выяснения условий формирования разнотипного оруденения и повышения эффективности геохимических критериев прогноза, поисков и оценки рудной минерализации

не вызывает сомнений. Впервые эндогенные ореолы щелочных элементов были изучены В.Л. Барсуковым, В.С. Тихомировым и А.Г. Волосовым (1976) на примере оловянных руд сульфидно-касситеритового типа Дальнего Востока. Выводы этих авторов о принципиальной возможности использования щелочей для поисков других типов гидротермальных руд и оценки уровня эрозионного среза выявленных зон, находящихся в слепом залегании, в дальнейшем блестяще подтвердились при изучении эндогенных ореолов щелочных элементов на примере целого ряда рудных месторождений. Это золото-серебряные (Гундобин и др., 1977; Gundobin, Kravtsova, 1979; Мейтув и др., 1988; Кравцова, Гундобин, 1989; Кравцова, Степина, 1992), олово-серебряные и серебро-полиметаллические (Кравцова и др., 2000; Кравцова, Коркина, 2002) месторождения на Северо-Востоке России, золоторудные месторождения в Восточном Забайкалье (Иванова, Мейтув, 1984; Мейтув, Иванова, 1987; Таусон и др., 1987) и Средней Азии (Завьялов, Гертман, 1984; Могаровский, 1995); полиметаллические – в Средней Словакии (Forgas et al., 1985), Перу и Боливии (Appleton et al., 1989); золото-колчеданно-полиметаллические – в Австралии (Robertson, Taylor, 1987) и колчеданно-полиметаллические – в Рудном Алтае (Горжецкий и др., 1990).

**$H_2O^+$  в породах и кварцах золото-серебряных месторождений.** Изучение уровней концентрации и особенностей распределения связанной воды –  $H_2O^+$  проводилось в породах и кварцах эпitherмальных Au-Ag месторождений Дальнее и Кварцевая Сопка (Туромчинская РМС).

Среднее содержание  $H_2O^+$ , определенное кулонометрическим методом (Труфанова, Глюк, 1979, 1986) в неизмененных андезитах, распространенных за пределами рудных полей изученных месторождений (30 проб), составило 2.59 %. Средние содержания  $H_2O^+$  в андезитах Эвенской площади, по данным химического силикатного анализа, равны 2.72 % (40 проб), а в андезитах Au-Ag рудоносных структур центральной части ОЧВП – 2.64 % (120 проб). Для сравнения: средние содержания  $H_2O^+$  (химический силикатный анализ) в риодацитах и риолитах центральной части ОЧВП равны 0.60 %, в гранитоидах – 1.83 %. По кислым эффузивам было отобрано 106 проб, по интрузивным породам (граниты, гранодиориты) – 90 проб.

Концентрации  $H_2O^+$  в гидрослюдисто-кварцевых зонах верхнерудных горизонтов вулканогенных месторождений колеблются в интервале 3.0-5.09 %, в серицит-кварцевых зонах среднерудных горизонтов – 1.5-3.0 %, в адуляр-кварцевых зонах нижнерудных – 1.0-1.5 %. Концентрации  $H_2O^+$  во внешних пропиловых зонах (фланги и глубокие горизонты месторождений) всегда меньше 1.0 %.

Изучение динамики выхода  $H_2O^+$  из рудных кварцев кулонометрическим методом выявило до четырех и более ее форм в широком температурном диапазоне, от 400° до 1100°C, с общим содержанием связанной воды от 0.20 до 1.83 %. Минимальные суммарные концентрации  $H_2O^+$  отмечены на нижнерудных горизонтах изученных месторождений (0.20-0.36 %), максимальные – на верхнерудных (0.59-1.83 %). Выход воды из рудных кварцев происходит, в основном, при температурах 400-500°C (0.10-1.28 %), менее значительный – в диапазоне температур 600-700°C (0.05-0.53 %) и минимальный – при 750-1100°C (0.02-0.08 %).

Изучение содержаний и динамики выхода воды из кварцев безрудных зон и из жил, бедных Au и Ag, показало, что количество форм  $H_2O^+$  не превышает трех, а установленные уровни концентраций колеблются в интервале 0.18 – 0.20 %.

Особенности концентрации и формы  $H_2O^+$  в кварцах из жильных образований Au-Ag месторождений, рудопроявлений и безрудных зон тесно связаны с особенностями структуры жильного кварца и входящих в этот минерал микропримесей ми-

нералов. Присутствие в кварцах из рудных жил многочисленных твердофазных микровключений размером от 50 мкм и менее, представленных, в основном, гидрослюдой, серицитом и КПШ (ортоклазом, адуляром), подтверждено микроскопическими исследованиями.

Высокие средние содержания  $H_2O^+$  в андезитах, по сравнению с кислыми эффузивными и интрузивными породами, косвенно указывают на андезиты как на возможный источник гидротермальных флюидов, в том числе рудоносных.

Результаты проведенных исследований могут быть полезны в практическом плане: при прогнозе оруденения – для выделения рудных площадей; при поисках руд – для отличия Au-Ag зон от иных типов рудной минерализации; при оценке уровня эрозионного среза на флангах известных Au-Ag месторождений – как дополнительный показатель зональности.

#### ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

В этой работе анализ и типизация геохимических полей концентрации (ГПК) Au-Ag РМС базировались на теории, принципы которой были разработаны и сформулированы Л.В. Таусоном с соавторами (Таусон, 1983; Таусон и др., 1987). Под геохимическим полем понимается *«геологически однородное горное пространство, характеризующееся близкими физико-химическими условиями образования минеральных ассоциаций, имеющих сходные парагенезисы и уровни содержания химических элементов»* (Таусон, 1983, стр. 9), под рудно-магматической системой – естественное сообщество магматических, метасоматических и рудных образований, а также геохимических полей разных уровней, обусловленное деятельностью *«ряда взаимосвязанных геологических процессов»* (Таусон и др., 1987, стр. 15).

При описании полей аномальных концентраций элементов использовался термин «геохимический ореол» в общепринятом его понимании. Геохимические ореолы – это участки или зоны, окаймляющие рудные тела. Они обогащены или обеднены химическими элементами относительно кларковых содержаний под воздействием разнообразных процессов (Григорян, Янишевский, 1968; Инструкция по геохимическим методам ..., 1983; Соколов, 1998; Кременецкий, 2004).

**Геохимические поля вулканогенных рудно-магматических систем и месторождений.** Формирование ГПК ВГ Au-Ag РМС тесно связано с процессами метасоматического преобразования пород. По ряду геохимических признаков выявлены геохимические поля зон региональной площадной пропиловитизации, месторождений (рудных полей) и рудных тел (рудных зон).

По качественному составу ГПК Au-Ag месторождений Туромчинской и Ирбычанской РМС (Дальнее, Кварцевая Сопка, Ирбычан) аналогичны полям аномальных концентраций зон региональной пропиловитизации, которые являются дорудными. Для них, как и для площадных пропиловитов, с которыми связаны ЗРСМ, характерны значительные масштабы развития (первые км) и простота качественного элементного состава (Au, Ag, Mo, Pb, As). Критерием отличия служит контрастность содержаний Au, Ag и As. Для ГПК зон региональной пропиловитизации коэффициенты контрастности – КК (содержания элемента, нормированные по фону) Au, Ag и As не превышают, соответственно, значений 4, 6 и 10. На участках развития ГПК рудных полей и месторождений они увеличиваются до 10, 15 и 20, соответственно.

ГПК Карамкенского Au-Ag месторождения (Арманская РМС) по условиям формирования и по преобладающему элементному составу (Au, Ag, Mo, Pb, As) практиче-

ски такие же, как на месторождениях Туромчинской и Ирбычанской РМС. По данным Л.Н. Бельчанской с соавторами (2004), геохимическое поле месторождения характеризуется концентрически зональным строением. С глубиной, по мере сужения, происходит последовательное выклинивание аномальных полей от центральной зоны к флангам. В прикорневой части рудных структур, кроме Au, Ag, Mo, Pb, As, установлены низкоконтрастные аномалии Cu и Zn. Повышается контрастность Pb. Появляется Sn. Все это связано с развитием на флангах и глубоких горизонтах месторождения непромышленной Ag-Pb минерализации. Подобный тип минерализации, только без Sn, был выявлен автором на южном фланге месторождения Дальнее.

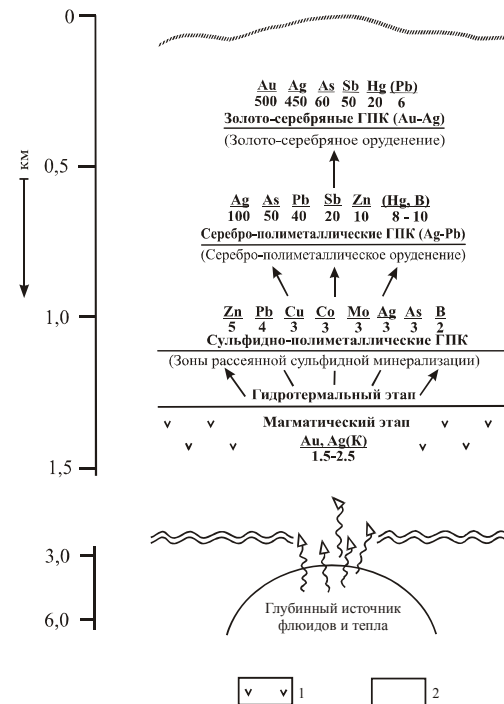
ГПК рудных тел Au-Ag месторождений Дальнее, Кварцевая Сопка, Ирбычан тесно связаны с околорудными метасоматитами внутренних зон, характеризуются относительно локальным развитием (первые сотни м), линейной морфологией, высокой контрастностью, большим разнообразием элементного состава и отчетливо зональным строением. Наряду с элементами, характерными для зон региональной пропитки и ГПК месторождений (Au, Ag, Mo, Pb), аномальные концентрации здесь образуют Hg, Sb, As, W, реже Zn и Cu. Наглядное представление об их составе и строении дают полиэлементные поля (рис. 7 на вставке, профили VII и IX). По падению рудных тел полиэлементные ГПК с высококонтрастными ассоциациями Ag-Au-Sb-As-Hg последовательно сменяются геохимическими полями со среднеконтрастными содержаниями Au-Ag-As-Mo. На самых глубоких горизонтах появляются поля с относительно высокими содержаниями Mo, W, Pb и низкими Ag и Au.

Геохимические поля рудных тел Карамкенского месторождения (Арманская РМС) были изучены на примере жилы Главной (участок Восточный). Основными элементами ГПК являются Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb. ГПК образуют также Mo, W, Cu, Zn и Sn. В строении ГПК рудных тел существует отчетливая вертикальная зональность. Она выражена в преимущественном развитии ореолов Hg, As и Sb в надрудном (экранирующем рудное тело) горизонте, Au и Ag – на горизонтах, вскрывающих промышленное оруденение. На нижнерудных срезах, наряду с ослаблением ореолов Au и Ag, вокруг рудного тела появляются отчетливые ореолы Mo, W и Cu. В прикорневых частях структуры полиметаллическая минерализация сопровождается контрастными ореолами Pb, Zn, Sn и Cu (Бельчанская и др., 2004).

По расположению полиэлементных ГПК, степени убывания контрастности образующих эти поля элементов, распределению максимумов градиентов концентраций этих элементов относительно друг друга установлен общий (универсальный) для изученных вулканогенных Au-Ag месторождений ряд вертикальной зональности (по падению зон): Hg → Sb → As → Ag → Au → Mo (W) → Pb (Cu, Zn).

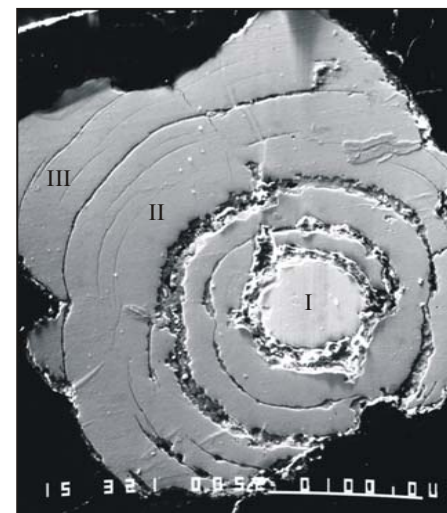
Выявленная в масштабах рудных тел и месторождений геохимическая зональность в основных чертах сохраняется и в рамках региональных Au-Ag рудообразующих систем. На рис. 7, на примере Туромчинской ВГ РМС (фрагмент), показаны эндогенные ГПК, характерные для основных стадий ее развития. От ранних стадий к поздним широкие площадные сульфидно-полиметаллические ГПК ЗРСМ (геохимическое поле 11) сменяются линейно-площадными Ag-Pb (поля 7-10), затем линейными Au-Ag (поля 1-6).

Модель вертикальной рудно-геохимической зональности ВГ Au-Ag РМС приводится на рис. 8. По направлению движения гидротермальных растворов: ЗРСМ (сульфидно-полиметаллические ГПК – Zn, Pb) → Ag-Pb оруденение (серебро-полиметаллические ГПК – Ag, As, Pb, Sb, Zn) → Au-Ag руды (золото-серебряные ГПК – Au, Ag, As, Sb, Hg). Позиции основных рудо- и ореолообразующих элементов в вертикальном разрезе вулканогенных Au-Ag РМС близки ранее установленным в более локальных



масштабах (месторождение, рудное тело). Зональность является неотъемлемым свойством не только РМС, месторождений и рудных тел. Она контрастно проявлена и на уровне отдельных минеральных зерен.

**Рис. 8.** Модель рудно-геохимической зональности региональной вулканогенной Au-Ag рудообразующей системы (Туромчинская РМС). Схема распределения типов рудной минерализации и геохимических полей концентрирования (ГПК). В знаменателе даны средние значения КК элемента, указанного в числителе, определенного в контрах полей максимальных его концентраций. 1 – андезиты, 2 – андезиты-дациты.



Практически все рудные минералы являются концентраторами Au. Наиболее высокие содержания этого элемента отмечены в самородном мышьяке (до 2%). Распределение золота в кристаллах самородного мышьяка – отчетливо зональное (рис. 9). Максимум концентраций отмечен в центральной части зерен, минимум – на периферии.

**Рис. 9.** Месторождение Дальнее. Фотография полированного шлифа. Самородный мышьяк. Зоны со средними содержаниями Au (%): I – 2,0; II – 1,2; III – 1,0. Снимок во вторичных электронах. Увел. 320.

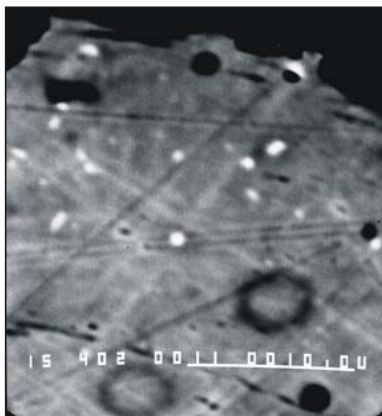
Пириты являются наиболее показательными в отношении концентрирования основных элементов-индикаторов оруденения (Кравцова, 1985). Наряду с Au, в них выявлены высокоаномальные содержания Ag, Sb, As. Зональное распределение с глубиной главных элементов-индикаторов в пиритах рудоносных жил, аналогично выявленному

по эндогенным ГПК (табл. 1). Уровень концентраций Au, Ag, Sb, As в пиритах значительно выше, чем в валовых пробах. Поля аномальных концентраций элементов, выявленные по пиритам, значительно шире и контрастнее, чем традиционные.

**Таблица 1.** Изменение уровней концентраций (г/т) рудных элементов с глубиной по рудным жилам № 1, 3. Месторождение Дальнее.

Горизонт, м	В пиритах				В ГПК			
	Au	Ag	Sb	As	Au	Ag	Sb	As
Рудный, 45	5-39.6	10-82.8	200-850	800-14000	0.9-3.6	3.1-32	30-80	30-120
	25.18	28.1	420	8400	2.5	10.2	50	60
Рудный, 90	2-22.3	5-34.5	20-400	400-2100	0.2-2.1	1.6-19	10-30	20-50
	10.15	12.6	102	1100	1.2	4.3	4	25
Нижнерудный, 140	0.02-6	1.9-12	8-20	80-400	0.15-0.3	0.9-3.2	–	2-15
	3.96	4.8	10	290	0.2	1.0	–	10
Подрудный, 260	0.05-1	0.6-3	–	20-100	0.005-0.04	0.4-1.1	–	0-10
	0.08	1.8	–	80	0.015	0.6	–	3

**Примечание.** Над чертой – интервалы содержаний, под чертой – средние значения. Число проб, отобранных по каждому из горизонтов – 20.



Устойчивость геохимических связей между элементами в парах Au-As, Ag-Sb подтверждается особенностями нахождения Au, Ag, Sb в кристаллах самородного As. При высоких концентрациях Au в самом кристалле, от 0.5 % на периферии зерна до 2 % в его центральной части, собственных его форм не установлено. Серебро, наоборот, отмечено только в виде собственных включений размером < 0.5 мкм (рис. 10). Здесь же установлены высокие концентрации Sb.

**Рис. 10.** Месторождение Дальнее. Фотография полированного шлифа. Самородный мышьяк (серое), эмульсионные включения Ag (белое). Снимок во вторичных электронах. Увел. 4000.

Сходство в поведении Au и As, Ag и Sb, четкие корреляционные связи, а также различия между ними удовлетворительно объясняются с позиций переноса их гидротермальными растворами в виде тиогидросульфидных и гидросульфидных комплексов (Weissberg, 1970; Павлов, Павлова, 1971; Seward, 1973; Летников и др., 1975; Павлов, 1976; Летников, Вилор, 1981; Spycher, Reed, 1989; Gammons, Williams-Jones, 1995, 1997; Karpov, Kravtsova et al., 2000; Karpov и др., 2001; Widler, Seward, 2002; Пальянова, 2005). Было показано, что одним из важнейших факторов, наряду с изменением pH, Eh, T и P, определяющих поведение Au, является концентрация сульфидной S в растворах. Экспериментальные и теоретические представления о ведущей роли в гидротермальном процессе гидросульфидных соединений Au получают достаточно убедительное геологическое подтверждение. Полученные эмпирические данные об особенностях поведения Sb, As, K, S, Au и Ag позволяют предположить, что, наряду с гидросульфидными соединениями, Au и Ag в рудообразующих растворах могут присутствовать в виде тиогидросульфидных комплексов.

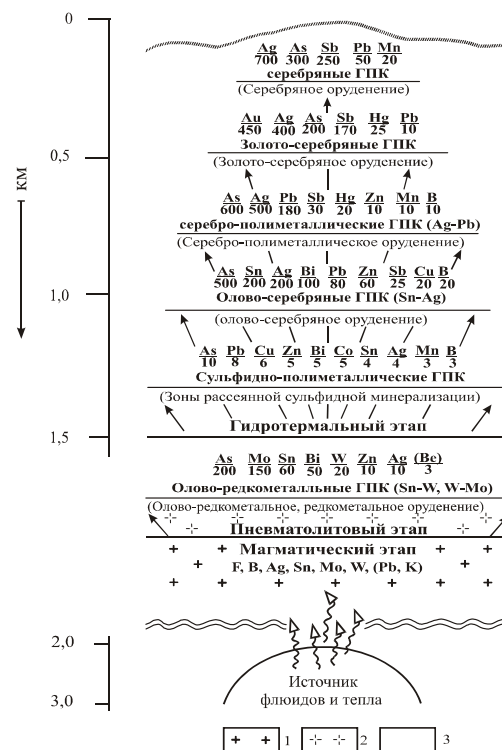
**Геохимические поля вулканоплутоногенных рудно-магматических систем и месторождений.** Основная особенность ВП Au-Ag РМС и месторождений – полихронность и многометалльность. В металлогеническом облике этих систем преобладает явная специализация на Ag. Здесь проявлены, как минимум, два этапа магматической и гидротермальной деятельности и две рудоносные вулканоплутонические ассоциации пород: андезит-гранодиоритовая (ранний этап) и преобладающая риодацит-лейкогранитная (поздний, заключительный этап). Окончательный облик ВП РМС сформировался в заключительный этап.

Выявленные в рамках ВП РМС минерализация и эндогенные ГПК по источнику рудного вещества первоначально были связаны с глубинной базальтоидной магмой, а затем – с очагом кислой магмы, сформировавшей породы риолит-лейкогранитной ассоциации. В отличие от андезит-гранодиоритовой (Au, Ag, K), риодацит-лейкогранитная ассоциация металлогенически отчетливо специализирована на F, В, Ag, Sn, Mo, W, в меньшей степени – на Pb и К. На заключительном этапе преобладает плутоногенная ветвь магматизма. Наряду с магматическим и гидротермальным, отчетливо проявлен пневматолитовый этап, с которым связано непромышленное Sn-W и Mo-W оруденение.

Яркий пример вулканоплутоногенной региональной рудообразующей системы – Дукатская РМС (рис. 11). В рамках Дукатской РМС, наряду с реювенированными Au-Ag рудами, широко проявлены Ag (основной типоморфный состав ГПК – Au, Ag, Sb, Pb, Mn), Ag-Pb (Ag, Pb, As, Sb, Hg, Zn, Mn) и Sn-Ag (Sn, As, Ag, Bi, Pb, Zn, Sb, Cu) типы оруденения. Общие закономерности в формировании вулканогенных и вулканоплутоногенных Au-Ag руд и связанных с ними ГПК сохраняются: тот же основной

типоморфный состав Au-Ag руд (Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb), та же высокая контрастность и то же положение в пространстве (зональность) относительно Ag-Pb руд и ЗРСМ.

Таким образом, несмотря на существенные отличия, сценарий развития вулканогенных и вулканоплутоногенных рудообразующих систем эпитепальных Au-Ag месторождений в целом сходный. Только в случае вулканогенных систем он более простой, а вулканоплутоногенных – более сложный.



**Рис. 11.** Модель рудно-геохимической зональности региональной вулканоплутоногенной Au-Ag рудообразующей системы (Дукатская РМС). Схема распределения типов рудной минерализации и геохимических полей концентрации (ГПК). В знаменателе даны средние значения КК элемента, указанного в числителе, определенного в контурах полей максимальных его концентраций. 1 – граниты, 2 – лейкограниты, 3 – риодациты.

Наиболее полное представление о составе и строении полей аномальных концентраций элементов, связанных с полихронными многометалльными рудами Дукатского месторождения, дает геохимический разрез через его центральную часть (рис. 12 на вставке). Здесь горизонтами штолен вскрыто большинство характерных для Дукатской РМС типов рудной минерализации и связанных с ними ГПК. Преобладают полиформационные ГПК. Их состав и строение наглядно иллюстрируются полиэлементной схемой. Для преимущественно Ag (геохимические поля 1-4 на рис. 12), Au-Ag (поля 5, 6), Ag-Pb (поля 7-10), Sn-Ag (поля 11, 12), Sn-редкометалльных (поля 13, 14) ГПК типичны многокомпонентный состав и высокая контрастность. Содержания Au достигают десятков г/т, Ag – сотен г/т. Появляются чужеродные геохимические ассоциации, отражающие телескопированный характер развития рудной минерализации. Зональность такого типа обусловлена сменой в пространстве руд различного формационного состава. С глубиной наблюдается следующая закономерная смена полихронных и многокомпонентных ГПК: Ag и Au-Ag сменяются Ag-Pb, затем Sn-Ag. На глубоких горизонтах появляются Sn-W и Mo-W ГПК.

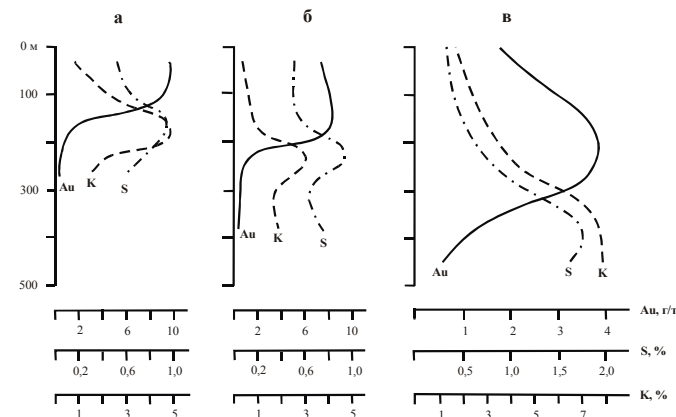
Сравнивая зональное строение ГПК ВГ и ВП Au-Ag РМС с зональностью отдельных рудных зон и месторождений, видим, что геохимическая зональность, повторение и сохранение основных ее черт не зависят от масштабов геологических образований и являются общим свойством (коллективным эффектом), характеризующим процессы формирования разномасштабных Au-Ag рудообразующих систем и, по всей вероятности, рудоносных гидротермальных систем в целом.

**О генетических взаимоотношениях между геохимическими полями и околорудно-измененными породами.** На изученных Au-Ag месторождениях выявлена тесная пространственная связь различных по контрастности и составу ГПК – геохимических ассоциаций рудных элементов – с определенными типами околорудно-измененных пород – метасоматических ассоциаций. Для подрудных и нижнерудных горизонтов вулканогенных Au-Ag месторождений, где широко развиты пропилитовые ассоциации, характерны низкоконтрастные ореолы Ag, Mo, Pb. Средние значения их КК, соответственно, не превышают 10, 6 и 3. Появляются Cu, Zn. На нижнерудных горизонтах к ним добавляется Au. Средние значения КК Cu, Zn и Au, соответственно, не превышают величин 3, 3, 10. Зоны преимущественного развития кварц-адуляровых метасоматитов (среднерудные горизонты) характеризуются среднеконтрастными ассоциациями Ag, Au, Mo, As. Значения КК Mo достигают величин 10-20, Au – 150-200, Ag – 200-250, As – 10-20. Появляется W (6). Для приповерхностных зон (верхнерудные горизонты), где широко развиты кварц-серицитовые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты, типичны высококонтрастные ассоциации Au и Ag (420 и 600), контрастные – As и Sb (60 и 40), появляется Hg (30).

Наблюдаемая по восстанию рудных зон смена пропилитовых ассоциаций на кварц-адуляровую и кварц-серицит-гидрослюдистую, характерная для Au-Ag месторождений, позволяет утверждать, что при движении вверх растворы эволюционировали в сторону снижения щелочности и повышения окислительного потенциала. Процессу интенсивного осаждения Au предшествовал сброс раствором значительной части К, что фиксируется мощными зонами адуляризации. Последовавшее за выпадением К относительное «раскисление» раствора обусловило разрастание вверх зон кварц-гидрослюдистого замещения и способствовало осаждению Au.

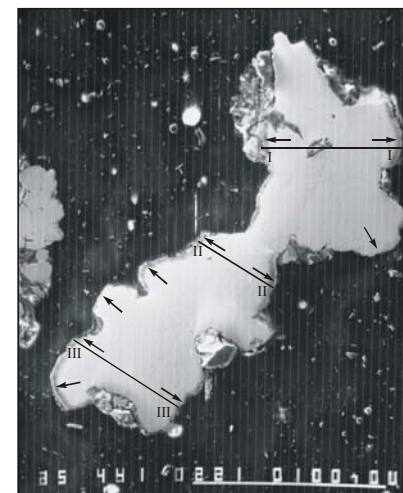
Тесная генетическая связь между Au, К и S отражается в особенностях поведения и распределения этих элементов в околорудном пространстве. Это хорошо видно по характеру распределения содержаний К, Au и S в рудных жилах Au-Ag месторождений (рис. 13). По восстанию рудных зон области максимальных концентраций Au сопряжены с областями

максимальных концентраций К и S и отчетливо смещены вверх. Иными словами, отложение Au происходит на фоне снижения сульфидного потенциала и выпадения К из раствора.

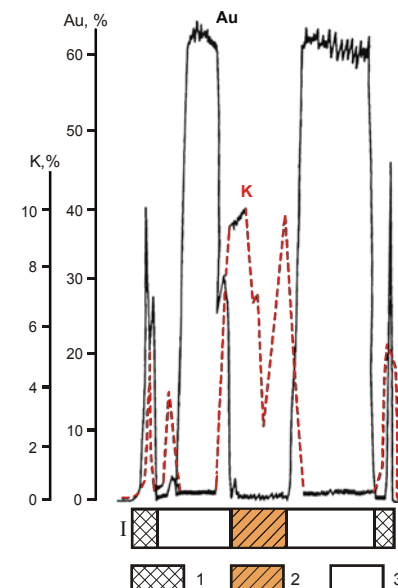


**Рис. 13.** Распределение содержаний Au, S и К (рудные жилы) по восстанию рудоносных зон на эпitherмальных Au-Ag месторождениях: Дальнее (а), Кварцевая Сопка (б), Дукат – участок Смелый (в).

Прямая зависимость между динамикой изменения концентраций К и Au не является случайной, что подтверждается результатами микрозондовых исследований, указывающих на присутствие в золотилах многочисленных микровключений калий-содержащих фаз размером от сотых долей до 10 мкм. Микровключения представлены адуляром и неопределенной К-содержащей (без Si) фазой. Для некоторых золоти характерны обогащенные К (Si отсутствует) каймы, в которых отмечается прямая корреляция между содержаниями Au и К (рис. 14 и 15), что позволяет с уверенностью



**Рис. 14.** Фотография полированного шлифа. Золотина (белое). Стрелками показаны области обнаружения так называемых «серых кайм» (серое). Увел. 440. Месторождение Кварцевая Сопка.



**Рис. 15.** Концентрации Au и К в самородном золоте. 1-1 – профиль через золотину неоднородного строения. Увел. 2. 1 – «серые каймы», 2 – включения адуляра, 3 – спектр (средняя проба 650).

говорить о тесной генетической связи этих элементов. По всей вероятности, К непосредственно влияет на транспортировку и осаждение Au. Скорее всего, он сам участвует в сложных комплексных соединениях с Au.

В тесной взаимосвязи с эволюцией физико-химических условий рудоотложения находится изменение сульфидности формирующихся минеральных парагенезисов, характерных для различных метасоматических ассоциаций. Показательна сопряженность в распределении S и Au, аналогичная таковой для Au и K. Как показано на рис. 13, максимумы концентраций Au смещены вверх относительно максимумов концентраций S. Осаждение Au происходит на фоне понижения сульфидности синрудных минеральных парагенезисов.

Имеющиеся в литературе сведения и данные автора по вопросу форм миграции рудных элементов, в том числе Au, уже обсуждались выше. Напомним, что одним из факторов, определяющих поведение Au в таких системах, является уровень концентрации сульфидной S в растворах, снижение которого в процессе образования сульфидов способствует осаждению Au. Выявленные закономерности в поведении S, Au и K говорят о существовании глубоких генетических связей между ними и подтверждают правомерность концепции о миграции Au (Ag) в виде гидросульфидных комплексов щелочных металлов. Вероятнее всего, это калийгидросульфидные комплексы. Таким образом, экспериментальные и теоретические представления могут быть дополнены еще одним сценарием, имеющим геологическое подтверждение.

#### ГЛАВА 5. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Информация о минеральных и неминеральных формах рудных элементов в рудах и ГПК важна и в теоретическом, и в практическом отношении. С одной стороны, мы получаем генетическую информацию (о механизмах и особенностях процессов рудоотложения, компонентном составе флюидов, формах переноса рудных элементов гидротермальными растворами), с другой – формы нахождения элементов (ФНЭ) могут эффективно использоваться в практике поисково-разведочных работ (оценка рудно-формационной принадлежности аномалий, выявление зональности, определение уровня эрозионного среза рудных зон, прогноз оруденения на глубину). Исключительно большое внимание и у нас, и за рубежом уделяется проблеме тонкодисперсного («невидимого») Au в сульфидных минералах. Перспективным, но до сих пор не учитываемым типоморфным признаком является химический состав минеральной поверхности. Он позволяет подчеркнуть не только специфические черты процессов рудообразования на месторождениях различных генетических типов, но и особенности взаимодействия компонентов на минеральных поверхностях в рудных телах и метасоматитах одного и того же месторождения.

**Формы нахождения золота.** Основной формой нахождения Au в рудах и ГПК Au-Ag месторождений является тонкодисперсное самородное Au. По данным рационального анализа руд (технологическая проба), на его долю приходится до 60 % общего баланса. Подчиненным развитием пользуются электрум и кюстелит (до 40 %). Незначительное количество Au приходится на сульфиды, являющиеся его концентраторами. Это обусловлено типичными для руд данной формационной принадлежности низкими содержаниями в целом суммы сульфидных минералов (1-3 %).

Установлена отчетливая зональность в распределении названных форм Au с глубиной. На наиболее богатых верхнерудных горизонтах преобладает высокопробное самородное Au. Электрум и кюстелит развиты в подчиненном количестве. По падению рудоносных зон доля дисперсного самородного Au снижается. Увеличивается роль электрума. Кюстелит практически отсутствует. На нижнерудных горизонтах

возрастает роль Au, связанного с сульфидными минералами, более 95 % которых представлено пиритом. Это происходит на фоне резкого снижения концентраций Au с глубиной и увеличения общего числа сульфидов.

Особое внимание уделялось изучению особенностей распределения и формам нахождения Au в пирите. По данным фазового химического анализа установлены две основные формы нахождения Au в пиритах: «свободная» и «связанная». «Связанное» Au – это Au, перешедшее в раствор при разложении пирита азотной кислотой. «Свободное» – это собственно самородное Au, оставшееся в осадке и перешедшее в раствор только после обработки царской водкой (Кравцова, Хлебникова, 1979). В пиритах рудных жил преобладающая форма нахождения Au – «связанная», о чем свидетельствуют отношения валовых содержаний золота ( $C_1$ ) к золоту «связанному» ( $C_3$ ). Величины этих отношений колеблются в интервале 1.0-1.4 для пирита из рудных жил. Для вмещающих рудные тела метасоматитов значения названного показателя закономерно возрастают, достигая во внешних пропилитовых зонах околорудно-измененных пород величин 6-8. Иными словами, в пиритах из вмещающих пород преобладает «свободное» самородное Au.

Пиритами, с Au-Ag оруденением генетически не связанными, Au не концентрируется. Содержания его здесь близки к содержаниям в валовых пробах. Основная форма нахождения Au в таких пиритах – тонкодисперсное самородное Au. «Связанная» форма не установлена.

**Формы нахождения серебра.** По изучению минерального состава Au-Ag руд и данным фазового анализа химических соединений Ag установлено, что основные формы нахождения этого элемента в рудах и ореолах изученных объектов – сульфидные и сульфосольные. В относительно меньших количествах Ag представлено металлической формой и интерметаллическими соединениями. Крайне редко отмечается хлоридное. С глубиной появляются серебросодержащие сульфиды и сульфосоли Cu. В распределении форм нахождения Ag по падению рудоносных зон установлена следующая последовательность: хлориды (кераргирит) → сульфоантимониты и сульфоарсениты Ag (прустит, пираргирит) → сульфиды (аргентит, акантит) → самородное Ag и интерметаллические соединения (электрум, кюстелит) → серебросодержащие сульфиды Cu (штрмейерит, теннантит).

Для аномальных геохимических полей, связанных с Au-Ag рудами, преобладающими формами Ag являются разнообразные собственные формы – сульфиды Ag, металлические и интерметаллические соединения, сульфосоли Ag, с резким доминированием сульфоарсенидов. Для ГПК Ag-Pb месторождений основной формой нахождения Ag является сульфосольная. Резко преобладают сульфоантимониты (фрейбергит). На втором месте стоят микропримесная и изоморфная формы. Последняя связана, в основном, с простыми сульфидами, в первую очередь, с галенитом. Характер распределения соединений Ag по разным уровням рудоносных зон более устойчив по сравнению с традиционно используемой группой ореолообразующих элементов, тесно связан с условиями формирования руд, наиболее чутко отражает изменения физико-химических параметров.

Закономерности распределения ФНЭ (групп химических соединений) хорошо согласуются с геохимической зональностью, дополняют и повышают надежность ранее установленных поисковых критериев. На объектах со сложным полихронным характером развития оруденения изучение ФНЭ – практически один из немногих способов, который можно использовать для оценки уровня эрозионного среза зон. Кроме того, различные формы нахождения одного и того же элемента в зонах, отличающихся по



типу минерализации, могут служить основой для диагностики рудно-формационной природы аномалий, особенно на стадии прогнозно-поисковых исследований.

**Элементы-примеси в сульфидных минералах.** Самым распространенным рудным минералом на всех изученных месторождениях является пирит. Он служит концентратом большого числа рудных элементов. В распределении элементов-примесей в пиритах отмечен ряд закономерностей, аналогичных таковым в геохимических полях (ореолах). Распределение большинства рудных элементов, выявленных в пиритах, хорошо согласуется с установленным ранее на месторождениях рядом вертикальной зональности.

Кроме общих черт, выявлены отличия и особенности. В пиритах концентрации Ag, Au, Sb, As, Pb, Bi, Cu, Co, Ni, Zn более высокие по сравнению с содержанием их в ГПК. Ширина и контрастность аномалий, выявленных по элементам-примесям в пиритах, значительно превышает те же параметры, установленные по первичным ореолам, а значит, существенно увеличивает возможность применения геохимических методов, их эффективность, особенно при поисках скрытого оруденения. Расширяется круг типоморфных элементов-индикаторов. Для Au-Ag руд к таким элементам, кроме уже известных, относятся Cu, Bi, Co и Ni. Hg и Mo, широко проявленные в первичных ореолах всех рассмотренных месторождений Au-Ag формации, пиритами не концентрируются.

Природа геохимических аномалий легко устанавливается по особенностям содержания и распределения элементов-примесей в мономинеральных фракциях сульфидных минералов и, в частности, пирита. Качественный и количественный состав примесей здесь находится в прямой зависимости от типа выявленных ГПК, т. е. от их генетической принадлежности. Для всех сульфидов ЗРСМ, не связанных с Au-Ag оруденением, характерны низкие концентрации Au и Ag. В пиритах из зон, непосредственно сопряженных с гранитоидами, постоянно присутствует Mo. В зонах вкрапленной сульфидной минерализации, обусловленной процессами региональной пропилитизации, как правило, отмечается повышенное содержание Co и Ni. Для жильных образований Ag-Pb стадии минерализации типичны высокие концентрации Pb, Zn, Cd.

При изучении распределения элементов-примесей в пиритах рудоносных горизонтов установлена прямая корреляционная зависимость между уровнями содержания Au и As. Эта закономерность отчетливо прослеживается как на уровне валовых содержаний этих элементов в пиритах, так и на уровне одного минерального зерна. Между Au и Sb такой зависимости не выявлено. Корреляционные связи Ag с Sb в пиритах проявлены менее отчетливо. С уверенностью можно говорить только о том, что в пиритах с высокими концентрациями Ag всегда присутствует Sb. Выявленные закономерности подтверждают сделанный ранее вывод об устойчивости геохимических связей пар Au-As, Ag-Sb и объяснение этого с позиций переноса Au и Ag гидротермальными растворами в виде тиогидросульфидных комплексов.

Изучение форм нахождения Au в пиритах Au-Ag месторождений проводили с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора «JXA-733». Предел обнаружения Au 0.02%. Установлено, что значительная часть пиритов из рудных кварцевых жил характеризуется достаточно высокими содержаниями Au (> 0.02%). В пиритах, находящихся в тесной ассоциации с минералами Au (самородное золото, электрум), содержания последнего достигают 0.86%. Au в кристаллах пирита имеет зональное распределение (табл. 2). При изучении микровключений в этих образцах, несмотря на высокие содержания Au, собственных его обособлений выявлено не было. Важно заметить, что в профилях, по которым велись замеры содержаний Au, Ag не обнаружено. Предел обнаружения Ag – 0.05%. Таким образом, говорить о наличии здесь тонкодисперсных включений электрума (тем более низкопробного Au) не приходится.

**Таблица 2.** Содержания (%) и распределение Au в кристалле пирита из рудной жилы Au-Ag месторождения Кварцевая Сопка.

Профиль I	№№	Профиль II	№№	Профиль III	№№	Профиль IV	№№
0.86	1	0.08	13	0.20	25	0.30	35
0.58	2	0.43	14	0.22	26	0.03	36
0.52	3	0.23	15	0.20	27	0.08	37
0.50	4	0.30	16	0.26	28	0.23	38
0.54	5	0.30	17	0.26	29	0.02	39
0.58	6	0.20	18	0.14	30	0.15	40
0.55	7	0.09	19	0.30	31	0.04	41
0.57	8	0.14	20	0.08	32	0.06	42
0.58	9	0.17	21	0.04	33	0.05	43
0.58	10	0.32	22	0.54	34	0.12	44

**Примечание.** №№ – номера точек замеров: от периферии (I) к центральной (IV) части зерна.

Анализируя полученные результаты, приходим к выводу о том, что объяснить полученные при фазовом анализе пиритов из рудных жил высокие содержания «связанного» Au присутствием в них только ультрадисперсных включений Au нельзя.

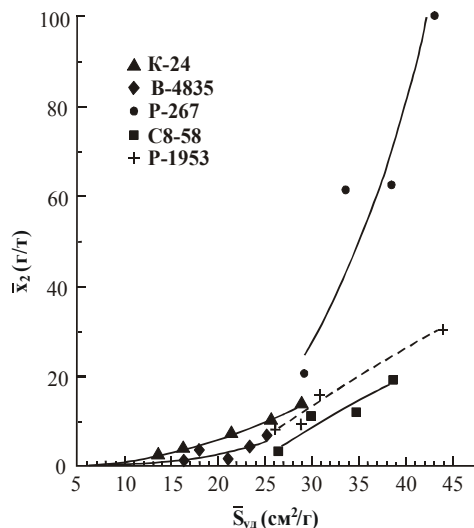
По вопросу существования различных форм нахождения Au в пиритах имеется много мнений. Одни исследователи (Coleman, 1957; Schweigart, 1965; Сахарова и др., 1968; Петровская, 1973 и др.) считают, что для Au в сульфидах характерна собственная металлическая форма нахождения. Неоднократно высказывалось предположение о существовании сульфидов Au (Burg, 1935; Масленицкий, 1944; Беспаяв, Тимербулатова, 1981). Большой популярностью пользовалась гипотеза существования твердого раствора Au в сульфидах (Kuranti, 1941; Joralemon, 1951; Stivell, Edwards, 1946). По мнению Г. Куранти, Au замещает железо в решетке пирита. Ф. Стивелл и А. Эдвардс предположили, что в пирите, наряду с изоморфной, должна быть неструктурная форма нахождения Au. По их мнению, Au скорее занимает вакансии в решетке пирита, чем замещает Fe.

Для изучения «связанного» («невидимого») Au в природных пиритах был разработан метод статистических выборок аналитических данных для монокристаллов – СВАДМ (Таусон, Кравцова, 2002). Полученные результаты приводятся ниже.

**О формах нахождения «невидимого» золота в пиритах.** Методика была отработана на синтетических кристаллах Au-содержащего пирита, для которых предварительно установлен предел вхождения Au в структуру –  $3 \pm 1$  г/т при 500°C и давлении 1 кбар (Таусон и др., 1998; Tauson, 1999).

Предварительные данные показывают, что в кристаллах пирита из рудных жил доля структурного Au составляет не более 10% от всего содержания «невидимого» Au. Следовательно, природа высоких концентраций закономерно распределенного («невидимого») Au в пирите, в основном, сорбционная и лишь в небольшой степени связана с вхождением Au в структуру минерала (рис. 16, табл. 3). Причина высоких концентраций «невидимого» Au – сорбция пиритом в процессе его образования промежуточных соединений и комплексов, содержащих Au и его элементы-спутники, прежде всего As (Таусон и др., 2001). Распадаясь, они оставляют в поверхностном слое кристаллов пирита микрочастицы Au<sup>0</sup> и, возможно, более сложные метастабильные Au-содержащие микрофазы.

Зависимость концентраций Au от размера кристалла не является неожиданной и объясняется свойствами пирита, для которого при сокристаллизации или осаждении Au



**Рис. 16.** Концентрации равномерно распределенной составляющей примеси Au в зависимости от средней удельной поверхности кристалла в разных размерных фракциях (пириты Au-Ag месторождений и рудопроявлений Эвенского рудного района). К-24, В-4835, Р-267, С8-58, Р-1953 – номера изученных проб.

**Таблица 3.** Экстраполяционная оценка содержания структурной составляющей примеси Au в пиритах из месторождения Дальнего и рудопроявления Ороч (Эвенский рудный район).

№ пробы	Месторождение, проявление	Уравнение связи	Содержание структурно связанного Au, г/т*
К-24	Ороч	$\bar{x}_2 = 0.01645 \bar{S}_{уд}^2 - 0.00376 \bar{S}_{уд} - 0.54247$	0.24
В-4835	Дальнее	$\bar{x}_2 = 0.11586 \cdot \exp(0.15413 \bar{S}_{уд})$	0.34
Р-1953	Дальнее	$\bar{x}_2 = 9.0567 \cdot 10^{-5} \cdot \bar{S}_{уд}^{3.70766}$	0.12

\* Экстраполяция по соответствующему уравнению к  $\bar{S}_{уд} = 7 \text{ м}^2 / \text{а}$ .

характерны включения Au<sup>0</sup>, приуроченные только к граням кристалла и приповерхностным участкам зерен (Миронов, Гелетий, 1978; Таусон и др., 1996; Maddox et al., 1998). В работе (Миронов, Гелетий, 1978) с помощью автордиографического исследования кристаллов гидротермально синтезированного пирита с введенным радиоизотопом <sup>195</sup>Au установлено, что золото концентрируется только на гранях кристалла. Подобная закономерность характерна и для природных пиритов. В работе (Чесноков, Попов, 1971) при анализе на Au нейтронно-активационным методом крупных кристаллов пирита из Березовского золоторудного месторождения на Урале отмечено существенное увеличение содержания Au от центральных частей кристалла к периферическим. Н.В. Вилором и его соавторами (1981) позднее для золотоносных пиритов метаморфогенных комплексов была установлена зависимость концентраций Au от размера кристаллов пирита. Таким образом, это явление, по-видимому, является достаточно универсальным.

Подтверждается сделанный ранее вывод о неучастии As в кристаллохимическом механизме вхождения Au в пирит (Таусон и др., 1998; Таусон, 1999). Выявленные зависимости указывают на иную роль As – его сильное влияние на содержание Au во флюидной фазе и на процессы его сорбции (Moller, 1994), что является основной причиной формирования высоких концентраций «невидимого» Au в мышьяковистых пиритах.

Этот вывод представляет особый интерес, поскольку подчеркивает активную роль некоторых элементов-спутников Au в его геохимической истории. Что касается структур-

ной составляющей примеси Au в природных пиритах, то его концентрации (0.12-0.34 г/т) не противоречат установленному пределу вхождения Au в гидротермальный пирит (Таусон и др., 1998; Таусон, 1999). Следуя работе (Таусон и др., 1998), можно с помощью данных табл. 3 оценить содержания Au в рудообразующих растворах как ~ 2-6 г/т, что соответствует значениям концентраций Au в жидкой фазе газовой-жидких включений в минералах золоторудных месторождений (Баранова и др., 1995, 1997). Полученные содержания могут создаваться известными гидросульфидными комплексами с возможным участием тиоарсениатов (Helz et al., 1995), что хорошо согласуется с эмпирическими данными, говорящими о возможности переноса Au и Ag в гидротермальных растворах в виде тиогидросульфидных комплексов, Au – арсенидгидросульфидных, Ag – антимонитгидросульфидных. И, что особенно важно, количественная оценка структурной составляющей Au дает информацию о вероятных содержаниях Au в рудообразующем флюиде.

**Особенности состава поверхности золотоносного пирита.** Как было установлено, большая часть равномерно распределенной составляющей Au в пирите, обычно отождествляемая с формой «невидимого» Au, обязана своим появлением сорбции и ее последствиям. Из эксперимента известно, что сорбция играет важную роль при поглощении Au сульфидами Fe (Фадеев, Козеренко, 1999; Widler, Seward, 2002). Однако, обращаясь к природным условиям, остается невыясненным, в результате каких именно процессов отлагается сорбционное Au. Происходит ли это в процессе кристаллизации пирита или позднее. Наконец, какое влияние оказывает сама поверхность кристалла, ее химическое состояние, на характер и масштабы процесса, какую генетическую информацию несёт поверхность. Ответить на эти вопросы можно, изучая типохимизм поверхности минералов, в нашем случае – состав поверхности золотоносного пирита.

При исследовании были изучены кристаллы пирита из золоторудных месторождений различных рудно-формационных типов. Кроме пиритов из рудных жил и оклорудных метасоматитов Au-Ag месторождения Дальнего и рудопроявления Ороч (Северное Приохотье), отбирались пириты из рудных жил Au-Ag месторождения Покровское (Приамурье) и золоторудного мезотермального месторождения Зун-Холба (Восточный Саян, материалы В.И. Гребеншиковой – ИГХ СО РАН, Иркутск).

При сравнительном анализе данных, полученных методом оже-электронной спектроскопии с ионным травлением, обнаруживаются существенные различия в составе поверхностных слоев кристаллов пирита. Малоглубинные эпитептермальные Au-Ag месторождения резко отличаются от более глубинного мезотермального месторождения Зун-Холба. Для последнего характерно большее постоянство состава вглубь кристалла, практически полное отсутствие на очищенной поверхности других элементов, кроме Fe, S и O, и, в целом, меньшая ее окисленность (особенно в случае крупной фракции кристаллов из метасоматитов), когда кислород в поверхности вообще не обнаруживается. Весьма показательным является отсутствие C в пробах, отобранных из пиритизированного углеродистого сланца. Пирит из рудных зон на Зун-Холбе отличается от пирита метасоматитов в двух отношениях: крупная фракция более окислена, чем мелкая (что довольно необычно, хотя та же картина наблюдается и для рудного пирита Покровского месторождения), и имеет стехиометрическую поверхность, тогда как мелкая – избыток Fe. В метасоматитах обе фракции металлоизбыточны.

В эпитептермальных месторождениях кардинально различаются пирит рудных тел и пирит метасоматитов. В отличие от рудных, пириты метасоматитов характеризуются более высокими содержаниями SiO<sub>2</sub>. Присутствуют алюмосиликаты К. Изменение состава поверхностного слоя кристаллов показывает, что пиритизация происходила при избытке SiO<sub>2</sub>. Высокие концентрации поверхностно-связанного Au свидетельствуют

вуют о том, что метасоматические процессы приводят к осаждению Au на пирите вследствие взаимодействия первоначально «кислой» (оксиды Fe и Si) поверхности минерала с обогащенным Au флюидом. В отличие от этого, поглощение Au пиритом рудных жил происходит в относительно восстановительных условиях, обусловленных повышенным потенциалом S. Рудные элементы включаются в состав неавтономных оксисульфидных фаз, образующихся в пределах поверхностного слоя толщиной порядка 0.5 мкм.

Методы изучения поверхности позволяют выявлять не только явные отличия процессов на месторождениях различных генетических типов, но и особенности взаимодействий компонентов рудообразующих систем на минеральных поверхностях в рудных телах и метасоматитах одного и того же месторождения, недоступные другим геохимическим методам. Впервые установлено, что они прямо указывают на важную роль в процессе рудообразования отдельных элементов, о чем имелись лишь косвенные сведения.

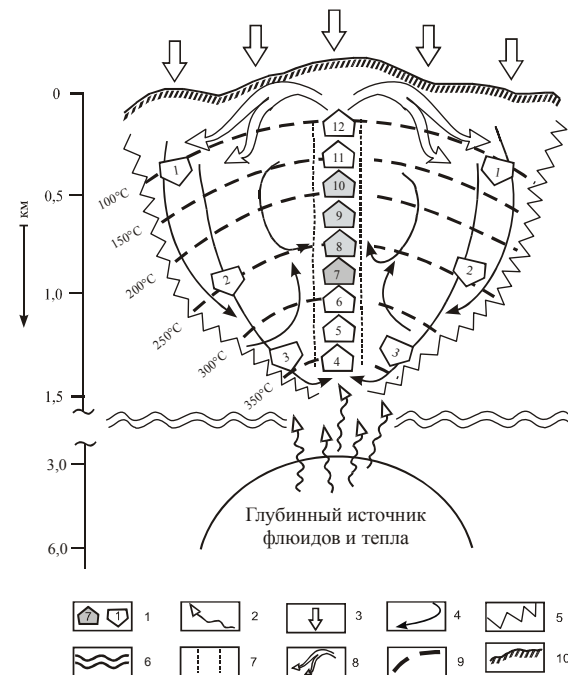
#### ГЛАВА 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

При изучении процессов формирования Au-Ag рудообразующих систем Северного Приохотья важная роль была отведена физико-химическому моделированию (Kravtsova, Karпов, 1999, 2001; Karпов, Chudnenko et al., 2000; Карпов, Чудненко и др., 2001). В качестве модельных объектов были выбраны две РМС – ВГ Туромчинская и ВП Дукатская, которые по масштабам развития, по особенностям геологического строения и металлогении, по минеральным и геохимическим парагенезисам в значительной степени отличаются друг от друга. Они являются крайними членами в ряду объектов, относимых к единой жильной убогосульфидной эпitherмальной Au-Ag формации, сформировавшейся в условиях окраинно-континентальных подвижных поясов и зон Тихоокеанского сегмента.

**Имитационное моделирование физико-химических процессов растворения, переноса и отложения золота и серебра.** С помощью имитационных экспериментов были изучены вероятные и наиболее простые сценарии прохождения флюидов по проницаемым зонам и каналам в гидротермальной системе. Моделировались идеализированные предельные варианты физико-химического взаимодействия в многорезервуарной динамической метасистеме: «потоки гидротермальных растворов – вмещающие породы». Хотя каждый сценарий рассматривается в чистом виде, отдельно от других, все они имеют существенное значение для ответа на вопросы: что является источником Au при формировании эпitherмальных вулканогенных Au-Ag месторождений и каким образом происходит его накопление в рудных зонах.

Многорезервуарная термодинамическая модель вулканогенно-гидротермальной рудообразующей системы эпitherмальных Au-Ag месторождений в условиях, типичных для активной континентальной окраины, дана на рис. 17.

Глубинный очаг андезитовой магмы объемом 50-100 км<sup>3</sup> с первоначальным содержанием H<sub>2</sub>O в 3.5 %, всплывающий в верхние горизонты рудоносных структур ОЧВП (3-6 км от поверхности), может обеспечить зарождение и развитие гидротермальной постройки протяженностью 1.5 км по глубине в надочаговой призме дезинтеграции, дробления и трещиноватости во вмещающих породах. Теряя в процессе всплывания 1% воды, очаг андезитовой магмы формирует поток флюидов, восходящий по проницаемым каналам от корневой зоны стягивания гидротерм в приповерхностную зону их растекания и разгрузки. Потенциальные ресурсы этого потока достаточны, чтобы в благоприятных геолого-геохимических условиях образовать месторождения Au с запасами 10-100 тонн.



**Рис. 17.** Многорезервуарная термодинамическая модель вулканогенно-гидротермальной рудообразующей системы эпitherмальных Au-Ag месторождений ОЧВП. 1 – резервуары с номерами; 2 – восходящий поток глубинного флюида; 3 – метеорные воды; 4 – нисходящий поток инфильтрационных вод; 5 – границы гидротермальной системы; 6 – граница, отделяющая область гидростатического давления от нижней области с преобладанием литостатического давления; 7 – трещиноватый канал, по которому происходит транзит восходящих потоков гидротермальных растворов; 8 – разгрузка гидротермальных растворов в режиме рассеяния и растекания; 9 – изотермы; 10 – поверхность.

По рассматриваемой модели водосодержащие флюиды образуются в результате термодинамически равновесного взаимодействия системы «андезит-вода» в зоне аккумуляции гидротермальных растворов периферических магматических очагов. По этой же модели Au отлагалось в резервуарах 7-10, на глубине примерно 500-1000 м от поверхности, в диапазоне температур 300-150°C. Полученные расчетные данные хорошо согласуются с геолого-геохимическими наблюдениями (Кравцова, 1998; Захаров, Кравцова, 1999; Кравцова, 2003; Kravtsova, 2003), согласно которым важнейшими факторами образования эпitherмальных рудообразующих систем являются глубинный источник флюидов и тепла, андезитовый состав родоначальной магмы и наличие промежуточных (периферических) магматических камер, играющих важную роль в формировании верхнемереловой потенциально рудоносной андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации. При таком сценарии, в результате взаимодействия в системе «порода-вода», Au и Ag, содержащиеся в андезитах и риолитах на кларковом уровне, мобилизуются во флюидную фазу с фактором обогащенности Au в 200-500 раз, Ag в 100-200 раз.

Очевидно, что метеорные воды, инфильтрующиеся по андезитам к корневой зоне гидротермальной колонны и восходящие затем по трещинным каналам к поверхности, не являются самостоятельным источником Au эпitherмальных месторождений. Но «пустые» по Au гидротермы метеорного происхождения могут участвовать в процессах перераспределения и ремобилизации ранее осажденного Au с выносом его к поверхности на заключительном этапе функционирования гидротермальной системы, когда поток глубинных флюидов начинает иссякать. В приповерхностной зоне разгрузки происходит разбавление гидротермальных растворов метеорными водами, насыщенными атмосферным кислородом. Смешение метеорных вод с эндогенным потоком в пропорции 10:1 – 60:1 приводит к окислению сульфидной серы в комплексе  $Au(HS)_2^-$ , повы-

шению Eh, понижению pH и выпадению чистого Au (более 96 % Au в твердом растворе Au-Ag) в виде одной фазы без кварца и сульфидов.

Основной формой переноса Au гидротермальными растворами является гидросульфидная –  $Au(HS)_2^-$ . Хлоридные комплексы имеют подчинённое значение. Серебро находится в виде гидросульфидов и хлоридов. По расчетным данным, хлориды Ag преобладают во флюиде, равновесном с породой риолитового состава. Этим, по всей вероятности, и объясняется существенно серебряный состав руд на Дукатском месторождении.

**Исследование флюидных включений.** Исследование магматических флюидов проводилось на примере состава включений в минералах гранит-порфиров и риодацитов месторождения Дукат. Магматические флюиды характеризуются гетерогенностью и представлены существенно газовой и водно-солевой фазами. Их плотная водно-солевая фаза отличается повышенной металлоносностью (присутствие Mn, Zn, Fe, S, Ag), сложным солевым составом и высокой концентрацией солей (более 45 мас. %). Главную роль в солевом составе флюидов играли хлориды – NaCl, KCl, в подчиненном количестве присутствовали  $CaCl_2$ ,  $FeCl_2$  и другие соли. Такие высококонцентрированные металлоносные флюиды обычно характерны для Ag-Sn рудных узлов – Базардаринского на Памире, Депутатского в Якутии, Юстыдского на Горном Алтае (Борисенко и др., 1990, 1997; Borisenko et al., 1999, 2001). Магматические флюиды риодацитов отличаются от флюидов гранит-порфиров отсутствием в своем составе значимых количеств солевых примесей, понижающих температуры эвтектик растворов. Их солевой состав определяется, главным образом,  $CaCl_2$ , NaCl, KCl.

Образование зон рассеянной сульфидной минерализации в рамках ВГ и ВП Au-Ag PMS происходило при участии высокотемпературных (435-290°C) концентрированных растворов, похожих по своему солевому составу на магматические флюиды гранит-порфиров. Кварц-мусковитовые жилы с оловянной и редкометалльной минерализацией (Sn, W, Mo) формировались из кальциево-натриевых хлоридных флюидов переменной концентрации (37-6.4 мас. %) при температурах 300-290°C.

Минеральные ассоциации Ag-Sn и Ag-Pb руд (Дукат) отлагались из хлоридных гидротермальных растворов умеренной и низкой концентрации (9.2-1 мас. %), при температурах 375-175°C и незначительном давлении (170-30 бар). Агрегатное состояние рудообразующих флюидов, по-видимому, было гетерогенным. Солевой состав гидротермальных растворов определялся NaCl, KCl,  $CaCl_2$  и  $MgCl_2$ . В составе минералообразующих флюидов фиксируется присутствие солевых примесей (Fe, Zn, S), типичных для магматических флюидов гранит-порфиров. Это может свидетельствовать об участии магматических флюидов в формировании Ag-Sn и Ag-Pb руд.

В ходе формирования Au-Ag оруденения, в рамках изученных PMS, температура минералообразования и концентрация рудообразующих растворов претерпела волнообразные изменения. Для отдельных типов серебряных руд фиксируется тенденция к уменьшению общей концентрации солей в минералообразующих растворах по направлению от нижних горизонтов месторождения к поверхности, при этом температуры минералообразования в том же направлении меняются крайне незначительно. Формирование всех изученных Au-Ag руд происходило при сходном температурном режиме: 355-205°C (Эвенская группа месторождений) и 375-175°C (Дукат), давлении – 170-20 бар и 135-70 бар. Руды отлагались из близких по солевому составу (NaCl, KCl,  $CaCl_2$  и  $MgCl_2$ ) флюидов низкой концентрации (Дальнее – 3.9-0.4 и Дукат – 6.4-0.4 мас. %).

По классификации, основанной на геохимических особенностях флюидов, изученные Au-Ag рудообразующие системы относятся к типу открытых (Прокофьев, 1998,

2000). Развитие их начиналось в малоглубинных и заканчивалось в приповерхностных условиях. Глубина формирования таких построек, по оценкам гидростатического и литостатического давлений, установленная по термобарометрическим данным, не превышает 1.2 км, в рамках термодинамической модели – 1.5 км. Таким образом, общая глубина формирования изученных систем составляет не более 1200-1500 м. По результатам имитационных экспериментов Au-Ag руды отлагались на глубине примерно 500-900 м от поверхности, в диапазоне температур 150-300°C. По термобарогеохимическим данным – на глубине 600-800 м, в температурном интервале 175-355°C.

По минеральным и геохимическим парагенезисам, по результатам изучения флюидных включений, с учетом расчетных данных, полученных при моделировании (Каргов, Kravtsova et al., 2000; Карпов и др., 2001; Borovikov, Kravtsova, 2001; Кравцова и др. 2001, 2003), рудообразующие флюиды имеют преимущественно натровый состав, постоянно присутствует K. При формировании Au-Ag руд, по мере продвижения рудоносных флюидов вверх, разнонаправленный характер в поведении K и Na сохраняется. По сравнению с метасоматитами, он имеет обратную зависимость: доля Na в общей концентрации солей во флюидных включениях увеличивается, K – снижается, растет окислительный потенциал. Увеличение натровой составляющей в растворах коррелируется с увеличением интенсивности выноса Na из внутренних зон околорудных метасоматитов.

Можно утверждать, что наиболее вероятным источником рудоносных флюидов и первоисточником металлов, в первую очередь Au и Ag, были глубинные базальтоидные (андезитовые) магмы (ВГ Au-Ag PMS). Более поздними коровыми гранитоидными расплавами Au и Ag заимствовались из первичных Au-Ag руд (ВП Au-Ag PMS). Эти же расплавы, сформировавшиеся в промежуточных очагах, явились вторым самостоятельным источником Ag и первоисточником Sn и редких металлов.

Наиболее полно выявленные закономерности могут быть объяснены и дополнены с позиций синергетики геологических систем – теории пространственно-временной самоорганизации открытых неравновесных динамических систем и при методологическом подходе к рудным объектам как к природным диссипативным структурам (Николис, Пригожин, 1979; Хакен, 1980; Летников, 1992, 1997; Горяинов и др., 1997 и др.).

Изменения минерального, химического и элементного состава руд, метасоматитов и ГПК изученных разномасштабных Au-Ag рудообразующих систем, имеют однонаправленный вектор развития с возрастанием степени интенсивности проработки вмещающих пород и концентрации рудных элементов на фоне локализации оруденения и упрощения состава ГПК: от ранних этапов к поздним – в рамках региональных рудообразующих систем; от ранних стадий к поздним – на каждом отдельном этапе в рамках локальных систем.

Рудная минерализация и связанные с ней разноуровневые метасоматиты и ГПК имеют инверсионный характер развития и иерархическое строение. Одним из ярких коллективных (кооперативных) эффектов самоорганизации Au-Ag рудоносных систем является зональность. Отчетливая вертикальная зональность, выдержанный типоморфный состав минеральных и геохимических парагенезисов, сохранение и повторение их позиций в пространстве, независимо от масштабов геологических образований, свидетельствуют об относительной устойчивости и повторяемости (конвергенции) физико-химических (Eh-pH среды) и термодинамических (P-T условий) параметров процессов рудообразования на различных уровнях самоорганизации открытых неравновесных динамических систем.

Состав и строение локальных и региональных рудообразующих систем обусловлены особенностями формирования гидротермальной «колонны», ее масштабами, сте-

пению зрелости, динамикой тепломассопереноса (Поспелов, 1971, 1973; Шарапов, 1990, 1992). При формировании разномасштабных рудообразующих систем гидротермальные растворы, по мере продвижения вверх, неоднократно меняли свой состав. Основная направленность изменений, как в рамках развития каждого этапа (РМС), так и в рамках каждой стадии оруденения (месторождения), от близонейтральных и слабощелочных – на ранних, до умереннокислых и кислых – на поздних и заключительных.

Предполагается, что волновые колебания Eh-pH среды и, как следствие, волновая инверсия геохимических и минеральных парагенезисов (геохимических и минеральных ассоциаций) в значительной степени определяются термодинамическими параметрами и повторяемостью P-T условий в координатах пространство-время.

Представление о единой теоретической синергетической модели гидротермального рудообразования дополняет и развивает предложенная Ф.А. Летниковым (1997, стр. 321) «конвективная модель гидротермальной системы», где «в термоградиентных условиях в замкнутых системах в поле T-градиента могут формироваться несколько контуров конвекции». Особенности состава, строения и условий формирования локальных рудоносных систем (месторождений) обусловлены, вероятно, явлением распада единой флюидной системы на ряд замкнутых контуров конвекции. Именно в рамках этих замкнутых контуров и происходят процессы самоорганизации, ведущие к формированию таких диссипативных структур, как руды, представляющие собой, по Г. Николису и И. Пригожину (1990), упорядоченные конфигурации, появляющиеся вне области устойчивости термодинамической ветви.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены региональные (рудно-магматические) и локальные (месторождения) Au-Ag и Ag рудообразующие системы, сформировавшиеся в условиях типичной активной континентальной окраины (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Установлено два генетических типа Au-Ag РМС – вулканогенный (ВГ) и вулканоплутоногенный (ВП).

Основная особенность ВГ Au-Ag РМС – монохронность и биметалльность. Формировались такие системы в один магматогенный этап. Промышленные концентрации образуются, в значительной степени, только двумя элементами – Au и Ag. Руды и ГПК отличает моностадийный, реже двухстадийный, характер развития, простота минерального и бедность компонентного составов. Собственно Au-Ag минерализация тесно связана с развитием андезит-гранодиоритовой вулканоплутоноической ассоциации, входящей с состав «протяженной» (полной) субдукционной известково-щелочной серии магматических пород ОЧВП.

Основная особенность ВП Au-Ag РМС – полихронность и многометалльность. Такие системы характеризуются длительным и сложным характером формирования. Руды и ГПК отличает полихронное (многостадийное и/или многоэтапное) развитие, сложный минеральный и компонентный состав. Наиболее яркий пример – Дукатская РМС, с которой связано крупнейшее по запасам Ag Дукатское Au-Ag месторождение. Здесь, как минимум, проявлено два этапа магматической и гидротермальной деятельности. Периоды магматической активности фиксируются двумя потенциально рудоносными вулканоплутоноическими ассоциациями: андезит-гранодиоритовой и более поздней, преобладающей, риодацит-лейкогранитной.

Формирование разнообразной серебряной, оловянной и редкометалльной минерализации обусловлено, в основном, процессами развития постсубдукционного кислого магматизма, проявленного в ряду контрастной трахириолит-базальтовой серии. Кислые члены этой серии образуют на площадях ВП РМС самостоятельную риода-

цит-лейкогранитную вулканоплутоноическую ассоциацию пород, металлогенически специализированную на Ag и Sn. Отчетливо проявлен пневматолитовый этап. С ним связано непромышленное редкометалльное оруденение.

Предполагается, что оруденение на Дукатском месторождении было сформировано под воздействием глубинного рудоносного флюида. Источником такого флюида явился длительно существовавший локальный очаг базальтоидной магмы, залегающий на удалении, под гранитоидной интрузией. Под влиянием последней интенсивность процессов ремобилизации и реовенации в рудоносной системе значительно усилилась, что явилось определяющим фактором в формировании окончательного облика полихронных Au-Ag руд.

Сделанные выводы подтверждаются проведенными исследованиями по изучению распределения редких земель в ряду порода-руда. Показано, что РЗЭ являются чувствительным геохимическим индикатором, прямо указывающим на источники рудного вещества и последовательность происходящих процессов. Полученные данные о распределении РЗЭ в породах и рудах являются убедительным доказательством, подтверждающим предположение о мантийных базальтоидных магмах как о первоисточнике Au и Ag.

При оценке длительности формирования различных по типу Au-Ag РМС были выявлены значительные отличия. Время существования наиболее продуктивной в отношении рудной минерализации Дукатской ВП Au-Ag РМС оценивается примерно в 55-60 млн лет (Константинов и др., 1998). По сравнению с ней, период формирования наиболее бедной по запасам руд Туромчинской ВГ Au-Ag РМС был относительно коротким, не более 16-20 млн лет.

Для каждого рассмотренного типа руд характерна своя геохимическая модель, отличающаяся определенным составом, строением и масштабами развития полей аномальных концентраций элементов. Вертикальная геохимическая зональность является неотъемлемым свойством всех изученных РМС и месторождений. Повторение и сохранение позиций основных элементов-индикаторов оруденения в рядах зональности не зависят от масштабов геологических образований. Это общее свойство всех локальных и региональных Au-Ag рудообразующих систем в целом.

Для всех исследованных Au-Ag рудообразующих систем, кроме единых черт зональности, характерен ещё общий сценарий развития. Только в случае ВГ РМС он более простой, а ВП – более сложный. Рудная минерализация и связанные с ней ГПК, в рамках региональных (РМС) и локальных (месторождения) систем, имеют одинаково направленный вектор развития и отчетливо иерархическое строение. Локальные ГПК месторождений развиваются на фоне суммарного геохимического поля РМС и являются предельным выражением процесса привноса и перераспределения вещества.

Наряду с рудными, в околорудном пространстве закономерно ведут себя щелочные элементы – K, Na, Rb, Li, Cs и связанная вода –  $H_2O^+$ . Они входят в состав флюидов, тесно связаны с рудами и сопровождающими их метасоматитами. Изменение концентраций щелочных элементов и  $H_2O^+$  прямо зависит от состава околорудных метасоматитов. Закономерности поведения щелочных элементов отражаются в устойчивости величин K/Rb и K/Na отношений и могут быть использованы для решения генетических и прикладных задач: исследования физико-химических условий среды рудообразования, разбраковки рудоносных и нерудоносных метасоматитов, определения их рудоформационной принадлежности, оценки уровня эрозионного среза.

В последние годы на основе физико-химического моделирования природных систем, экспериментальных исследований и термодинамических расчетов получены новые данные, освещающие вопросы миграции Au в гидротермальных растворах.

Показано, что в серусодержащих растворах важную роль играют гидросульфидные комплексы Au. Одним из определяющих факторов поведения Au в таких системах является уровень концентрирования S, снижение которого в процессе образования сульфидов способствует осаждению Au. В нашем случае выявленные закономерности удовлетворительно объясняются с позиций миграции рудных компонентов (в первую очередь Au и Ag) в виде щелочно (в данном случае K)-, тино (As, Sb)- и оксигидросульфидных комплексов.

Формирование Au-Ag руд, несмотря на различия масштабов оруденения, характера и степени проявленных магматических процессов, минеральных и геохимических парагенезисов (метасоматических и рудных ассоциаций) в рамках полихронных многометалльных ВП Au-Ag РМС (Дукатской и Пестринской) и монокронных, относительно простых по составу ВГ Au-Ag РМС (Туромчинской, Ирбычанской и Арманской), происходило в близких физико-химических (состав растворов, уровень концентрации солей) и термодинамических (P-T режим, глубина формирования) условиях: при сходном температурном режиме, 355-205°C (вулканогенные месторождения) и 375-175°C (вулканоплутоногенные); давлении – 170-20 бар и 135-70 бар; из близких по солевому составу (NaCl, KCl и MgCl<sub>2</sub>) флюидов низкой концентрации (3.9-0.4 и 6.4-0.4 мас. %, соответственно); на глубине до 1000 м, при общей протяженности гидротермальной постройки не более 1.5 км.

Основными факторами, отвечающими за возникновение крупных и уникальных Au-Ag месторождений, являются геологическое пространство, геологическое время и особенности проявленных магматических процессов. Этими параметрами изначально определяется вся сумма длительных и сложных процессов развития разрозненных во времени, но объединенных в пространстве, различных по типу рудообразующих систем. Уникальное Au-Ag месторождение Дука – это результат наложения двух разобщенных во времени, но совмещенных в пространстве, длительно существовавших региональных РМС: вулканогенной золото-серебряной в ранний период и вулканоплутоногенной преимущественно серебряной (с оловом) в поздний. Масштабы развития и металлогенический облик различных по типу Au-Ag РМС прямо зависят от длительности и сложности магматических процессов. Они изначально заложены в качественных и количественных характеристиках рудоносных флюидов, источниками которых являются отличающиеся по составу и по глубине формирования промежуточные магматические очаги, производные мантийной базальтоидной (андезитовой) магмы.

Полученные результаты имеют большое значение для повышения качества поисково-разведочных работ. Как показали исследования, универсальный ряд зональности, установленный для однотипных объектов, значительно меняется в зависимости от конкретных условий (длительность процессов, глубина становления). Наиболее информативен в таких случаях многомерный анализ геохимических полей, позволяющий вести множественную корреляцию элементов и давать информацию в виде полиэлементных карт и разрезов. В качестве показателя зональности используются геохимические ассоциации элементов. Высокоперспективным является способ выявления зональности по ореолам щелочных элементов. Не менее информативно изучение распределения элементов-примесей в пиритах, форм нахождения рудных элементов, особенностей их поведения в окolorудном пространстве. К новым методам относится исследование форм нахождения H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> в рудных и безрудных кварцах. Зональный характер распределения связанной воды в породах и кварцах Au-Ag месторождений – эффективный дополнительный критерий их поисков и оценки.

Установленные закономерности и особенности могут успешно применяться на всех стадиях геохимических исследований, начиная с прогнозной оценки выявленных аномалий на слабоизученных территориях, до детальных работ на конкретных, уже известных рудных объектах. Комплексный методический подход к изучению и интерпретации окolorудно-измененных пород и многоуровневых геохимических полей может быть рекомендован для других вулканических и вулканоплутонических окраинно-континентальных поясов и зон.

#### Список основных публикаций автора по теме диссертации

1. Гундобин Г.М., Гуменюк В.А., **Кравцова Р.Г.** Редкие щелочи в метасоматитах золото-серебряных месторождений Приохотья // Геология и геофизика. - 1977. - № 6. - С. 109-115.
2. Gundobin G.M., **Kravtsova R.G.** The distribution of alkaline elements in primary haloes and their use for a deep prospecting, exemplified upon gold-silver deposits // Methods of Geochemical Prospecting (Internat. Symp., Ostrava, Sept., 1979). - Prague, 1979. - P. 37-40.
3. **Кравцова Р.Г.**, Хлебникова А.А. Формы нахождения и распределения золота в пиритах рудных тел и эндогенных ореолов одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Геохимические методы поисков. Методы анализа. - Иркутск, 1979. - С. 54-58.
4. **Кравцова Р.Г.**, Гундобин Г.М. О влиянии стабильности процессов рудообразования на состав и зональное распределение элементов в первичных ореолах (на примере золото-серебряных месторождений одного из районов Северо-Востока СССР) // Геохимические поиски по первичным ореолам. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 63-67.
5. **Кравцова Р.Г.**, Соломонова Л.А. Золото в пиритах руд и метасоматитов золото-серебряных месторождений одного из вулканогенных полей Северного Приохотья // Геохимия. - 1984. - № 12. - С. 1867-1882.
6. Гундобин Г.М., **Кравцова Р.Г.** Минералого-геохимическая зональность золото-серебряных месторождений и критерии их оценки // Геология рудных месторождений. - 1984. - Т. 26, № 5. - С. 49-55.
7. **Кравцова Р.Г.** Элементы-примеси в пиритах золото-серебряных месторождений одного из районов Северо-Востока СССР // Геология и геофизика. - 1985. - № 3. - С. 71-76.
8. **Кравцова Р.Г.** Первичные ореолы золото-серебряных месторождений одного из районов Приохотья // Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 157-161.
9. Плюссин Г.С., Захаров М.Н., **Кравцова Р.Г.**, Пахольченко Ю.А., Колмычкова Т.М. Rb-Sr возраст рудоносных лейкогранитов Балыгычано-Сугойского прогиба (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. - 1989. - Т. 309, № 5. - С. 1196-1199.
10. **Кравцова Р.Г.**, Гундобин Г.М. Щелочные элементы в эндогенных ореолах золото-серебряных месторождений (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. - 1989. - Т. 306, № 2. - С. 447-451.
11. **Кравцова Р.Г.**, Андрулайтис Л.Д. Формы нахождения золота, серебра, ртути и особенности их распределения в рудах и эндогенных ореолах золото-серебряных месторождений // Докл. АН СССР. - 1989. - Т. 307, № 2. - С. 438-441.
12. Таусон Л.В., **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н. Петролого-геохимические факторы размещения рудных полей в редкометалльных рудно-магматических системах (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. - 1990. - Т. 313, № 3. - С. 700-704.
13. **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н., Зарипов Р.Х. Принципы рудно-формационного анализа на основе комплексных геохимических исследований (Северо-Восток СССР) // Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. - Магадан, 1990. - С. 10-21.
14. Tauson L.V., **Kravtsova R.G.**, Zariyov R.H. Geochemical mapping of primary and secondary anomalies in ore-bearing regions // Exploration Geochemistry 1990: Proceedings of

3rd Internat. Joint. Symp. of the IAGC and the AEG, Prague, Czechoslovakia, 1990 / F. Mrňa, ed. - Prague, 1991. - P. 376-381.

15. **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, Сиб. отд-ние, 1991. - С. 129-138.

16. **Кравцова Р.Г.**, Степина З.А. Геохимические и люминесцентные ореолы на золото-серебряных месторождениях и их значение при поисках скрытого оруденения // Геология рудных месторождений. - 1992. - № 5. - С. 36-45.

17. **Kravtsova R.G.** Mineralogical-geochemical zonality in prospecting and assessment of gold-silver deposit (North-East of Russia) // The 16TH Internat. Geochemical Exploration Symp. The 5TH Chimse exploration Geochemical Symp.: Abstracts (Beijing, China, 1-6 sept., 1993). - Beijing, 1993. - P. 96-97.

18. **Kravtsova R.G.**, Shangina N.N., Shatkov N.G. Endogenic haloes of alkaline elements in Prospecting and assessment of silver mineralization in the North-East of Russia // The 16TH Internat. Geochemical Exploration Symp. The 5TH Chimse exploration Geochemical Symp.: Abstracts (Beijing, China, 1-6 sept., 1993). - Beijing, 1993. - P. 98-99.

19. Захаров М.Н., **Кравцова Р.Г.**, Бобров Ю.Д., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Минералого-геохимические особенности пород малых интрузий и даек Эвенской группы золото-серебряных месторождений // Геология и геофизика. - 1995. - Т. 36, № 2. - С. 92-104.

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

21. Захаров М.Н., **Кравцова Р.Г.**, Финкельштейн Ф.Л., Макагон Л.Д. Геохимические типы меловых гранитоидов Северо-Востока России // Геохимия. - 1996. - № 6. - С. 507-516.

22. **Кравцова Р.Г.**, Труфанова Л.Г., Градецкий Б.А., Иванов О.П., Шангина Н.Н. Идеи С.С. Смирнова в изучении зональности рудных месторождений // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Материалы Всесоюз. конф., посвященной 100-летию со дня рождения академика С.С. Смирнова. - Новосибирск: Изд-во РАН, 1996. - С. 92-101.

23. **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н., Иванов О.П. Комплексные геохимические исследования при прогнозе и поисках серебряного оруденения (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. - 1996. - № 5. - С. 424-436.

24. **Кравцова Р.Г.** Геохимическая зональность и особенности распределения основных элементов-индикторов золото-серебряносных гидротермальных систем (Северо-Восток России) // Геохимия. - 1997. - № 2. - С. 202-210.

25. **Кравцова Р.Г.**, Градецкий Б.А. Минералого-геохимические критерии поисков и оценки золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. IX сессии СВО ВМО (Магадан, 26-28 февр., 1997 г.). - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. - С. 127-129.

26. **Кравцова Р.Г.** Геохимическая зональность гидротермальных систем (на примере золото-серебряного месторождения Дальнее) // Докл. РАН. - 1998. - Т. 358, № 6. - С. 821-825.

27. **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.

28. **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н., Шатков Н.Г. Минералого-геохимические особенности рудовмещающих пород серебро-полиметаллического месторождения Гольцовое (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. - 1998. - Т. 40, № 3. - С. 221-235.

29. **Кравцова Р.Г.** Самоорганизация сереброносных гидротермальных систем (Северное Прихотье) // Самоорганизация природных и социальных систем: междисциплинарный синтез фундаментальных и прикладных исследований. Материалы второй междунар. конф. (г. Алма-Ата, 1-4 сент., 1998 г.). - Алма-Ата: Гылым, 1998. - С. 69-71.

30. Захаров М.Н., **Кравцова Р.Г.** Геохимические особенности магматических пород главных рудоносных структур Центрального Сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геохимия. - 1999. - № 10. - С. 1052-1061.

31. **Kravtsova R.G.**, Ivanov O.P. Geochemical fields (GF) of ore-magmatic systems (OMS) is a basis for mineralization forecast // Mineral deposits generation, prospecting, resources: Abstract. Internat. conf. (Russia, St.-Petersburg, 5-8 June, 1999). - St.-Petersburg, 1999. - P. 34.

32. **Kravtsova R.G.**, Karpov I.K. Geological-geochemical and physical-chemical conditions of forming silver-bearing ore-generating systems (North-East Russia) // Mineral deposits generation, prospecting, resources: Abstract. Internat. conf. (Russia, St.-Petersburg, 5-8 June, 1999). - St.-Petersburg, 1999. - P. 109.

33. **Кравцова Р.Г.**, Карпов И.К. Минеральные и геохимические парагенезисы как показатели условий формирования эпitherмальных серебряных месторождений // Геология и минералогия Северо-Востока Азии: Тез. докл. X сессии СВО ВМО ДВОР РАН (г. Магадан, ноябрь 1999 г.). - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. - С. 52-54.

34. **Кравцова Р.Г.**, Карпов И.К., Чудненко К.В. Рудно-метасоматическая зональность и условия формирования золото-сереброносных гидротермальных систем // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Тез. докл., Междунар. Симпозиум, посвященный 100-летию академика Д.С. Коржинского (Москва-Черноголовка, 13-15 сент. 1999 г.). - Москва, 1999. - С. 92-93.

35. **Кравцова Р.Г.**, Прокофьев В.Ю. Особенности условий формирования сереброносных гидротермальных систем (Северо-Восток России) // Тез. докл. IX Междунар. конференции по термобарогеохимии (18-22 октября 1999 г., Александров, Россия). - Александров: ВНИИСИМС, 1999. - С. 246-248.

36. Боровиков А.А., **Кравцова Р.Г.**, Борисенко А.С., Павлова Г.Г. Особенности состава рудообразующих растворов серебряного месторождения Дукат (Северо-Восток России) // Тез. докл. IX Междунар. конференции по термобарогеохимии (18-22 октября 1999 г., Александров, Россия). - Александров: ВНИИСИМС, 1999. - С. 241-243.

37. **Кравцова Р.Г.**, Градецкий Б.А. Минералого-геохимические особенности формирования золото-сереброносных рудно-магматических систем (Северо-Восток России) // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Труды Всерос. совещ. (г. Магадан, 4-6 сент., 1997 г.). Т.1. Геология, геохронология и геохимия. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. - С. 206-211.

38. **Кравцова Р.Г.**, Градецкий Б.А., Коркина О.И. Рудные и щелочные элементы при поисках эпitherмальной серебро-полиметаллической минерализации (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. - 2000. - Т. 41, № 7. - С. 1019-1030.

39. Karpov I.K., **Kravtsova R.G.**, Chudnenko K.V., Artimenko M.V. A physicochemical model for the Volcanic hydrothermal ore-forming system of epithermal gold-silver deposits, Northeastern Russia // Journ. of Geochem. Explor.- 2000. - V. 69-70. - P. 322-325.

40. **Kravtsova R.G.**, Chudnenko K.V., Bychinskii V.A. Fluid sources of epithermal gold deposition in north-eastern Russia // 31-st Internat. Geological Congress: Abstract. Rio de Janeiro – Brazil, August 6 – 17 – 2000. www.31.igs.org

41. **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 (г. Томск, 25-27 сент., 2000 г.). - Томск, 2000. - С. 135-140.

42. **Кравцова Р.Г.** Минералого-геохимическая зональность эпitherмальных серебряных месторождений (Северное Прихотье) // Геохимические процессы и полезные ископаемые. Вестник ГеоИГУ. Вып. 2. - Иркутск: ИГУ, 2000. - С. 95-104.

43. **Кравцова Р.Г.**, Карпов И.К., Борисенко А.С., Боровиков А.А. Геохимия и условия формирования эпitherмальных золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) //

Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Материалы междунар. науч. конф. (г. Благовещенск, 28-30 авг., 2000 г.). - Благовещенск: Амур КНИИ, 2001. - С. 41-47.

44. **Кравцова Р.Г.**, Труфанова Л.Г.  $H_2O^+$  в породах и кварцах эпitherмальных золото-серебряных месторождений // Геохимия. - 2001. - № 9. - С. 1019-1024.

45. Карпов И.К., Чудненко К.В., **Кравцова Р.Г.**, Бычинский В.А. Имитационное моделирование физико-химических процессов растворения, переноса и отложения золота в эпitherмальных золото-серебряных месторождениях // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 3. - С. 393-408.

46. Захаров М.Н., **Кравцова Р.Г.** Геохимические особенности пород вулканоплутонических ассоциаций Карамкенского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // Геохимия. - 2001. - № 9. - С. 933-942.

47. Borovikov A.A., **Kravtsova R.G.** Ore-forming of Dykat Silver Deposit (North-East Russian) // ECROFI XVII. European Current Research On Fluid Inclusions (Portugal, Porto, 2-4 may, 2001). - Porto: Departamento de Geologia, 2001. Memorials № 7. - P. 65-68.

48. **Кравцова Р.Г.**, Боровиков А.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю. Условия формирования золото-серебряных месторождений Северного Приохотья (по данным изучения флюидных включений) // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Материалы междунар. науч.-практич. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». - Томск: Изд-во ТПУ, 2001. - С. 244-247.

49. **Kravtsova R.G.**, Karпов I.K. Gold-silver ore-magmatic systems: geochemical fields, zonality, setting ore-forming // Рідкісні метали України погляд у майбутнє. Збірник наукових праць ігн нану / Під ред. Л.С. Галецького. - Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 2001. - С. 66-68.

50. **Кравцова Р.Г.**, Таусон В.Л. Формы нахождения Au в рудах золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика. Труды второго Междунар. Симпоз. (г. Красноярск, 4-6 дек., 2001 г.). - Красноярск: КНИИГиМС, 2001. - С. 47-50.

51. Таусон В.Л., Бессарабова О.И., **Кравцова Р.Г.**, Пастушкова Т.М., Смагунов Н.В. О разделении форм нахождения золота в минералах путем исследования статистических выборок аналитических данных для монокристаллов: синтетические и природные пириты // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43, № 1. - С. 57-67.

52. **Кравцова Р.Г.**, Коркина О.И. Щелочные элементы на различных этапах и стадиях формирования оловянной и серебряной минерализации (Северо-Восток России) // Геохимия. - 2002. - № 4. - С. 417-425.

53. Таусон В.Л., **Кравцова Р. Г.** Оценка структурной составляющей примеси золота в пиритах эпitherмальных золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Записки ВМО. - 2002. - Ч. 131, №4. - С. 1-11.

54. 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.

55. **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в рудах Дукатского золото-серебряного месторождения // Геохимия и петрология магматических процессов. Материалы научных чтений, посвященных памяти М.Н. Захарова. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. - С. 40-43.

56. **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н. Металлогения и геохимические особенности магматических пород рудоносных структур Северного Приохотья // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: Тез. докл. Междунар. конф. (г. Новосибирск, 16-18 сент., 2002 г.). - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. - С. 93-94.

57. **Кравцова Р.Г.**, Карпов И.К., Чудненко К.В. Рудообразующие системы эпitherмальных золото-серебряных месторождений: геохимические поля, зональность, условия рудоконцентрирования // Геология, геохимия и геофизика. Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 10-ю РФФИ. - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. - С. 312-314.

58. **Кравцова Р.Г.**, Карпов И.К. Геохимические поля, зональность и физико-химические условия формирования золото-серебряных рудно-магматических систем (Северо-Восток России) // Проблемы рудных месторождений и повышение эффективности геологоразведочных работ. Труды междунар. науч.-практич. конф. (г. Ташкент, 21-24 окт., 2003 г.). - Ташкент, 2003. - С. 165-167.

59. **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.

60. **Kravtsova R.G.** Gold-silver ore-magmatic systems in Northeastern Russia: Formation of Large and Unique Deposits // Proceedings for the 5<sup>th</sup> Internat. Symp. of Geological and Mineralogical Correlation in Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia (Changchun, China. Oct. 8-11, 2003). - Changchun: Internat. Centre for Geoscientific Research and Education in Northeast Asia, Jilin University, 2003. - P. 65-70.

61. Таусон В.Л., **Кравцова Р.Г.** Типохимизм поверхности минералов: особенности состава поверхности золотоносного пирита эпitherмального месторождения // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, № 2. - С. 222-227.

62. Таусон В.Л., **Кравцова Р.Г.**, Гребенщикова В.И. Типохимизм поверхности пиритов золоторудных месторождений // Докл. РАН. - 2004. - Т. 399, № 5. - С. 673-677.

63. **Кравцова Р.Г.** Петролого-геохимические критерии связи вулканоплутонических ассоциаций пород с эпitherмальным золото-серебряным и серебряным оруденением (Северо-Восток России) // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение. Материалы конф. - Ташкент: Изд-во «Fan va texnologiya», 2005. - С. 172-176.

64. **Кравцова Р.Г.**, Захаров М.Н., Коркина О.И. Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золото-серебряного месторождения Дукат (северо-восток России) // Геология и геофизика. - 2005. - Т. 46, № 6. - С. 603-616.

Подписано к печати 2.11.2005 г.

Офсетная печать. Тираж 140 экз. Заказ № 160.

Отпечатано в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
664033 г. Иркутск, ул. Фаворского, 1 а



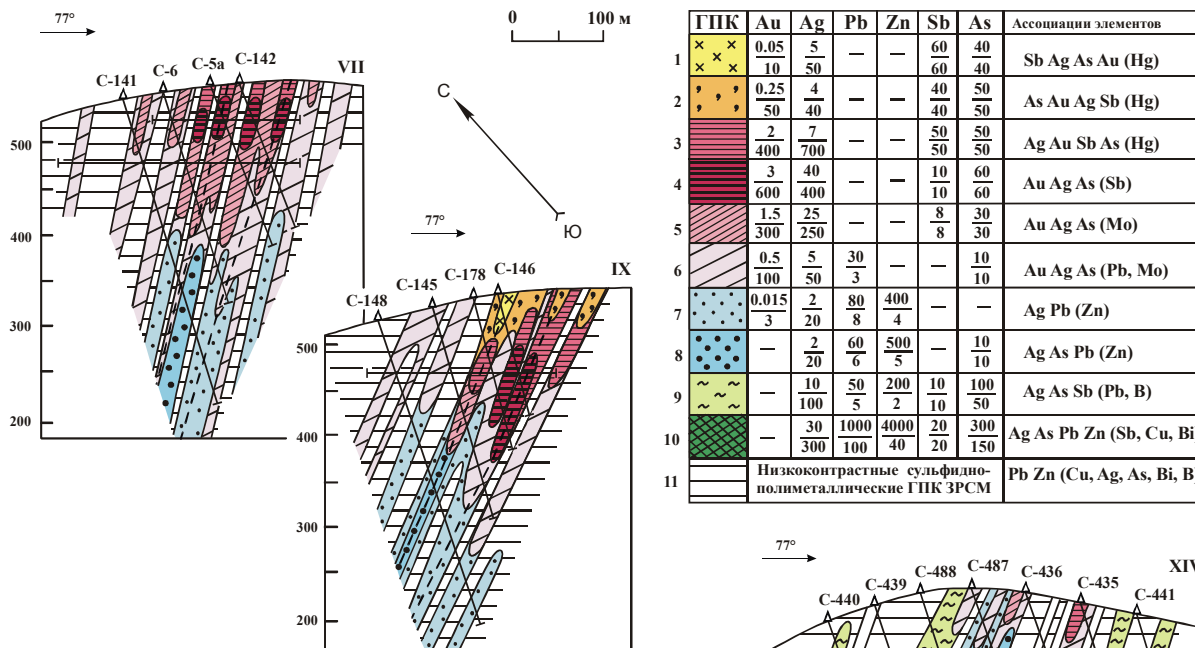


Рис. 7. Полиэлементные геохимические поля. Туромчинская Au-Ag РМС (фрагмент). Рудное поле месторождения Дальнего, центральная часть (разрезы по профилям VII, IX) и его фланг (разрез по профилю XIV). Здесь и в условных обозначениях к рис. 12, в числителе даны средние содержания элемента (г/т), в знаменателе – средние значения его КК.

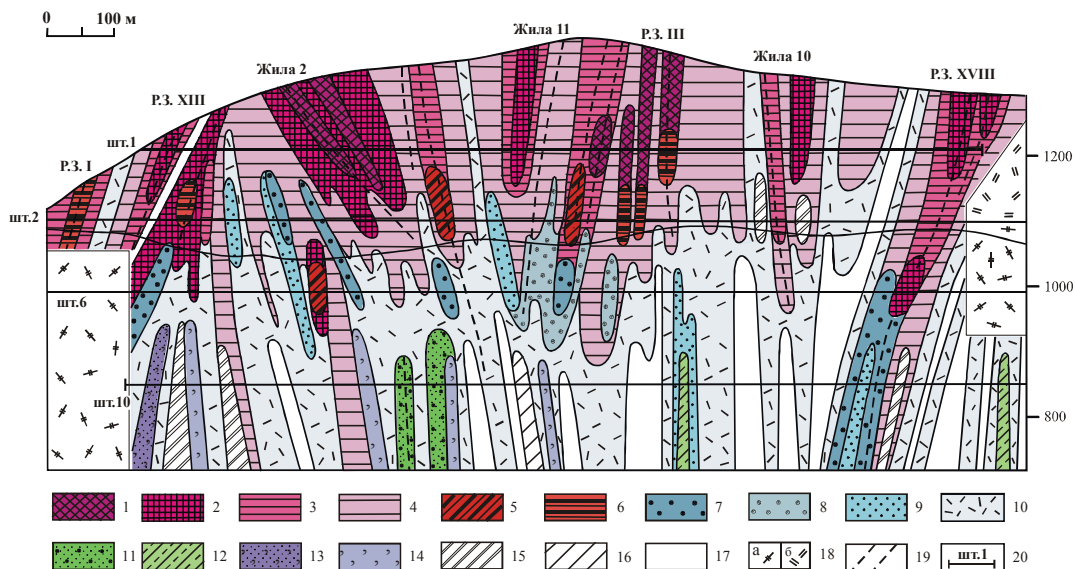


Рис. 12. Месторождение Дукаг. Разрез через Центральную часть. \*Полиэлементные геохимические ассоциации рудных элементов (1-17): преимущественно серебряные (1-4): 1 – Ag (100/1000) As (600/600) Sb (500/500) Au (0.25/50) Pb (330/33) Mn (10000/20) Cu (200/20) Zn (1000/10), 2 – Ag (40/400) Au (0.3/60) As (50/50) Sb (30/30) Pb (150/15) Mn (7000/14) Zn (1000/10) Bi (1/10), 3 – Ag (10/100) Au (0.12/26) As (30/30) Sb (20/20) Bi (1.5/15) Zn (1000/10) Pb (50/5) Mn (2500/5), 4 – Ag (7.5/75) Zn (1700/17) Cu (150/15) Bi (1/10) Pb (60/6) Mn (3000/6) Au (0.025/5); золото-серебряные (5, 6): 5 – Au (4.55/910) Ag (40.5/405) As (100/100) Sb (80/80) Pb (740/74) Cu (300/30) Mn (10000/20) Bi (1.8/18) Mo (15/15), 6 – Au (3.3/660) Ag (30/300) Sb (80/80) As (60/60) Cu (250/25) Bi (1.5/15) Pb (140/14) Mo (8/8); серебро-полиметаллические (7-10): 7 – Ag (10/100) Pb (800/80) Zn (4500/45) As (30/30) Sb (20/20) Mn (5000/10) Cu (200/10) Bi (0.9/9), 8 – Ag (7/70) Pb (600/60) Zn (6000/60) Mn (20000/40) Bi (0.5/5), 9 – Pb (600/60) Ag (2.5/25) Zn (3000/30) As (30/30) Bi (1/10) Mn (3000/6) Cu (60/6), 10 – Pb (150/15) Ag (1/10) Zn (1000/10) Bi (0.7/7) Mn (2500/5); олово-серебряные (11, 12): 11 – As (500/500) Sn (400/200) Ag (20/200) Pb (1000/100) Sb (100/100) Bi (8/80) Zn (2000/20) В (100/10) Mo (12/6) Mn (3000/6), 12 – As (140/140) Sn (150/75) Ag (7/70) Pb (600/60) Zn (6000/60) Bi (4/40) Sb (50/25) Cu (200/20) Mn (6000/12) Mo (20/10); олово-редкометалльные (13, 14): 13 – As (200/200) Mo (150/150) Sn (120/60) Bi (5/50) W (40/20) Ag (1.0/10) Zn (1000/10), 14 – Sn (50/25) W (30/15) Mo (12/12) Bi (1/10) Zn (1000/10) Be (10/5); неясного состава (15, 16): 15 – As (900/900) Bi (20/200) Ag (8/80) Mo (65/65) Cu (600/60) Zn (5000/50) Pb (400/40) Sb (30/30) Sn (40/20) Au (0.055/11) Mn (4000/8) Be (20/10), 16 – Bi (10/100) Cu (800/80) As (40/40) Zn (3000/30) Mo (50/25) Au (0.12/24) Ag (2.2/22) Sb (20/20) Pb (100/10) Mn (5000/10) Sn (10/5) W (10/5); 17 – низкоконтрастные ассоциации элементов в основном As, Pb, Zn, Cu, Bi, Ag (средние значения КК не больше 5); 18 – вмещающие породы, аскольдинская свита (K<sub>2</sub>as): кристаллокластические игнимбриты риодацитов (а), риолиты (б); 19 – рудные тела: жилы и жильные зоны; 20 – подземные горные выработки: штольни и их номера.

\*При построении геохимического разреза дополнительно использованы аналитические данные Дукагской ГРЭ (СПКА, пробирный анализ на золото и серебро) и ЦНИИГРИ (СПКА, материалы Н.П. Варгуниной).