

На правах рукописи

Тимкин Тимофей Васильевич

**ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
МАЙСКО-ЛЕБЕДСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)**

Специальность 25.00.11 – «Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения»

**Автореферат диссертации на соискание ученой
степени кандидата геолого-минералогических наук**

Томск - 2009

Работа выполнена в ГОУ ВПО «Томский политехнический университет»

Научный руководитель: - доктор геолого-минералогических наук,
Ворошилов Валерий Гаврилович

Официальные оппоненты: - доктор геолого-минералогических наук,
Парначев Валерий Петрович

- кандидат геолого-минералогических наук,
Домаренко Виктор Алексеевич

Ведущая организация: - Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных и
благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ)

Защита состоится 23 декабря 2009г. в 15⁰⁰ на заседании совета по защите докторских и кандидатских диссертаций Д.212.269.07 при Томском политехническом университете по адресу: 634050, г. Томск, ул. Советская, 73, в 111 аудитории 1 учебного корпуса ТПУ.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Томского политехнического университета (634050, г. Томск, ул. Белинского, 55)

Автореферат разослан « » ноября 2009 г.

Ученый секретарь совета по защите
докторских и кандидатских
диссертаций

С.И. Арбузов

Актуальность работы. Золотоносность скарново-магнетитовых месторождений Сибири известна не одно десятилетие, но многие вопросы до сих пор остаются не решенными (Кузьмин, 1921; Столбова, 1960; Сараев, 1968; Щербаков, 1974; Павлова, 1976; Коробейников, 1983, 2007; Санин и др., 2001; Гусев, 2003; Платонов и др., 2004; Ворошилов и др., 2006, 2008). Майско-Лебедское рудное поле – типичный представитель золото-скарново-магнетитовых объектов региона. Проведенные ранее исследования гидротермальных образований рудного поля (Столбова, 1960; Сараев, 1968) были направлены на изучение отдельных типов метасоматитов, преимущественно скарнов, и ассоциирующих с ними руд. Эти данные не позволяют реконструировать целостную картину формирования всего комплекса гидротермальных образований в рудном поле. Между тем, полученные в последние годы данные свидетельствуют о том, что золото-скарновые месторождения – это продукт сложного многоэтапного послемагматического процесса. В Западной Сибири известны десятки скарново-магнетитовых месторождений с повышенной золотоносностью руд различного состава и возраста. Оценка благороднометалльного потенциала таких месторождений невозможна без расшифровки всех предшествующих и сопутствующих оруденению гидротермально-метасоматических процессов и исследования вещественного состава их продуктов. Этим и определяется актуальность выполненных исследований.

Цель работы. Создание геолого-геохимической модели золотого оруденения в скарново-рудном поле, разработка на этой основе критериев и признаков для поисков и оценки золотого оруденения.

В рамках поставленной цели решались следующие задачи:

1. Разработка классификации гидротермальных образований рудного поля на формационной основе.
2. Исследование рудно-метасоматической зональности рангов рудных тел, месторождений и рудного поля в целом.
3. Исследование геохимических особенностей гидротермалитов и характера проявления рудно-метасоматической зональности в геохимических полях.
4. Разработка прогнозно-поисковых критериев и признаков золотого оруденения.

Научная новизна работы. Впервые для рудного поля разработана классификация гидротермальных образований. Выявлена рудно-метасоматическая зональность, определена специфика ее проявления в масштабах рудных тел, месторождений, рудного поля в целом и ее отражение в геохимических полях.

Практическая значимость работы. Разработаны геолого-геохимические критерии и признаки локализации золотого оруденения в скарново-золоторудном поле. Результаты диссертационных исследований могут использоваться при прогнозировании, поисках и оценке аналогичных объектов в Западной Сибири и других регионах.

Фактическая основа работы. В основу работы положены материалы, полученные автором в результате полевых поисковых и оценочных работ 2004-2006 гг., проводимых ООО «Тэтис-Т» в Майско-Лебедском рудном поле, а также результаты хозяйственных и научно-исследовательских работ кафедры геологии и разведки полезных ископаемых, выполненных в период обучения автора в аспирантуре Томского политехнического университета в 2005-2008 гг.

Для характеристики объекта в полевых условиях были отобраны образцы руд, метасоматитов, вмещающих пород – всего более 1000. В камеральный период обработано 17500 спектральных полуколичественных анализов на 45 элементов, 17500 спектрозолотометрических, 1200 атомно-абсорбционных и пробирных анализов на Au и Ag, любезно предоставленных ООО «Тэтис-Т», выполнено более 60 микрозондовых анализов рудных минералов, свыше 1500 замеров термо-ЭДС сульфидов, исследована кристалломорфология пирита из руд и метасоматитов (100 проб), изучено около 1500 прозрачных и 200 полированных шлифов вмещающих пород, метасоматитов и руд. Используются рентгенофлуоресцентный, термоллюминесцентный,

рентгенолюминесцентный анализы, ИК-спектроскопия минералов метасоматитов. При обработке и обобщении всех материалов привлечены многочисленные фондовые и опубликованные работы по региону.

Для обработки информации использовались пакеты программ: Microsoft Office, Statistica 6.0, Surfer 8.0, Corel Draw X4, Adobe Photoshop CS3, ArcGis 9.0 и др.

Защищаемые положения:

1. В рудном поле установлены метасоматические образования четырех формаций: 1) кварцево-полевошпатовые метасоматиты, 2) известковые скарны, 3) пропилиты и 4) березиты. Их формирование обусловлено двумя этапами тектоно-магматической активности: с первым этапом связаны кварцево-полевошпатовые метасоматиты, скарны и околоскарновые пропилиты с сопряженным золото-сульфидно-магнетитовым оруденением, со вторым - пропилиты и березиты с сопряженным кварцево-золото-сульфидным оруденением.

2. В размещении рудно-метасоматических образований установлена зональность трех иерархических уровней: рудного тела, месторождения и рудного поля. Она выражается закономерной сменой ранних метасоматитов поздними и усложнением состава руд от периферии к центру рудных объектов названных уровней.

3. Рудно-метасоматическая зональность отражается в строении геохимического поля. Аномальные структуры геохимического поля различных иерархических уровней являются фигурами подобия, в их строении выделяются: 1) ядерная зона концентрирования Au и халькофильных элементов; 2) промежуточная зона накопления литофильных и сидерофильных элементов; 3) фронтальная зона концентрирования литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов.

4. Масштабность оруденения находит отражение в строении минерально-геохимических полей и может быть оценена с помощью разработанных минералого-геохимических критериев и признаков, отражающих как интенсивность гидротермального процесса, так и структурированность аномального геохимического поля.

Апробация работы. По результатам исследований составлен научно-исследовательский отчет, разработаны рекомендации и критерии, которые использовались ООО «Тэтис-Т» при проведении поисковых и оценочных работ в Майско-Лебедском и Сухаринском рудных полях. Основные положения диссертации докладывались: на IX, X, XI и XII Международных научных симпозиумах студентов и молодых ученых им. академика М.А. Усова (г. Томск). По теме диссертации опубликовано 8 печатных работ, в т.ч. в реферируемых изданиях, включенных в перечень ВАК – 2 публикации.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 7 глав и заключения. Содержание глав: 1. Состояние проблемы исследований зональности рудных месторождений; 2. Методика исследования; 3. Геолого-структурная позиция оруденения; 4. Гидротермально-метасоматические образования рудного поля; 5. Эндогенная рудно-метасоматическая зональность; 6. Проявление рудно-метасоматических процессов в геохимических полях; 7. Геолого-поисковые факторы и прогнозны критерии золотого оруденения.

Объем диссертации составляет 125 страниц машинописного текста, 19 рисунков, 17 таблиц. Список использованной литературы включает 179 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю, д.г.-м.н., профессору В.Г. Ворошилову за постоянное внимание, советы и помощь в работе.

В процессе исследований автор пользовался советами докторов наук, профессоров А.Ф. Коробейникова, И.В. Кучеренко, Л.П. Рихванова, А.К. Мазурова, А.А. Поцелуева С.И. Арбузова которым искренне благодарен. В обработке материалов, обсуждении полученных результатов неоценимую помощь и содействие оказали сотрудники Томского политехнического университета Ю.Е. Зыков, Н.Н. Мартынова, А.Я. Пшеничкин, Ю.С. Ананьев, Н.Ф. Столбова, Л.А. Краснощекова, Т.Е. Мартынова, Ю.Н. Попов. Неоценимую

поддержку и помощь в сборе материалов для диссертации оказали сотрудники ООО «Тэтис-Т»: А.Е. Аввакумов, А.Н. Платонов, В.Н. Санин, без сотрудничества с которыми многие положения данной работы не были бы реализованы.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ. В работе рассматриваются и защищаются следующие положения:

Первое защищаемое положение: В рудном поле установлены метасоматические образования четырех формаций: 1) кварцево-полевошпатовые метасоматиты, 2) известковые скарны, 3) пропилиты и 4) березиты. Их формирование обусловлено двумя этапами тектоно-магматической активности: с первым этапом связаны кварцево-полевошпатовые метасоматиты, скарны и околоскарновые пропилиты с сопряженным золото-сульфидно-магнетитовым оруденением, со вторым - пропилиты и березиты с сопряженным кварцево-золото-сульфидным оруденением.

В пределах Майско-Лебедского рудного поля метасоматические образования связаны со становлением двух интрузивных комплексов. С наиболее ранним Майским интрузивным массивом садринского комплекса в позднекембрийское – раннеордовикское время (E_3-O_1sd) мы связываем образование кварц-полевошпатовых метасоматитов, скарнов и околоскарновых пропилитов с сопряженным золото-сульфидно-магнетитовым оруденением (табл. 1).

Кварцево-полевошпатовые метасоматиты довольно широко распространены в апикальных частях интрузивов и дайках садринского комплекса и, как правило, не выходят за пределы интрузивов. Формирование метасоматитов обусловлено воздействием на породы остывающих сквозьмагматических и постмагматических флюидов и характеризует начало регрессивного этапа метасоматического процесса. Этот автометасоматический процесс выражается в образовании калий-натровых полевых шпатов и кварца с проявлением околотрещинной калишпатизации и пегматоидных кварц-полевошпатовых обособлений. Это крупнозернистые породы, розового цвета, массивной структуры.

Известковые скарны развиты в зоне высокотемпературного контактового ореола Майского гранодиоритового интрузивного массива (E_3-O_1s) с вулканогенно-осадочными образованиями садринской свиты (E_1sd). Скарны здесь биметасоматические (диффузионные) и инфильтрационные. Последние развиты на участках дробления и перекристаллизации диффузионных скарнов.

Биметасоматические скарны приурочены к восточному контакту Майского гранитоидного массива, образуя протяженную зону. Отдельные тела последней слагают цепочку скарнов, вытянутую в субмеридиональном направлении на 6 км, и условно подразделяются на три части: Северную, Водораздельную и Южную.

Инфильтрационные скарны развиты в долине р. Каурчак и в ее левом борту, где прослеживается серия даек от долеритов до гранит-порфиров.

В скарновых телах выделяются эндо- и экзоскарны. Эндоскарны образованы в процессе биметасоматоза по гранитоидам. Они представлены ассоциацией геденбергита и плагиоклаза. Наблюдается метасоматическое замещение гранитоидов геденбергитом буровато-зеленоватой окраски. Размер выделений геденбергита 0,5-1,5 мм в виде ксеноморфных зерен. В интерстициях зерен геденбергита отмечаются ксеноморфные выделения плагиоклаза лабрадор-андезиновой состава. По химизму геденбергит относится к минералам железорудных скарнов (Гусев, 2003).

Экзоскарны образовались по вулканитам и линзам известняков садринской свиты. Здесь в основном развиты: гранатовые, диопсидовые, волластонитовые скарны и их смешанные разновидности.

Особенностью зональности скарнов является преобладание зоны гранатов над всеми другими минералами, что объясняется сравнительно высокой концентрацией

Таблица 1. Классификация гидротермально-метасоматических образований Майско-Лебедского рудного поля

Э п о х а	Этап	Фация глубиннос ти и температу ры	Характ ер проявле ния	Формац ия метасо матитов	Фация метасоматито в	Минералы- индикатор ы	Мощност и (m) и протяжен ности (l) зон метасома титов	Сопутствующие и сопряженные гидротермалиты
	Герцинский	Средне- низкотемпературная (300-150° С) Гипабиссальная	Линейные зоны	Березиты	Кварц- карбонат- серицитовая	Серицит, кварц, хлорит, анкерит	m – первые десятки; l – десятки и сотни метров	Прожилки кварц- хлоритовые, кварц-хлорит- кальцитовые с пиритом, кварц-кальцитовые с золото-сульфидной и золото-теллуридной минерализацией
		Средне- температурная (400-300° С) Гипабиссальная	Линейные зоны	Пропилиты линейного типа	Эпидот- хлоритовая	Эпидот, хлорит, актинолит, кварц	m – десятки и сотни метров; l – многие сотни метров	Прожилки кварц- эпидотовые, кварц-эпидот- хлоритовые с кальцитом, кварц-кальцитовые с хлоритом; кальцит- хлоритовые; хлоритовые
	Каледонский	Средне-температурная (540-300° С) Гипабиссальная	Площадной	Околоскарновые пропилиты	Альбит- актинолит- эпидотовая	Альбит, актинолит, эпидот, хлорит, кальцит, кварц	m – до 1- 5 м; l – до 50- 150 м	Прожилки кварц-альбит- эпидотовые, альбит- актинолитовые, кварц- эпидотовые, кварц- кальцитовые с хлоритом; кальцит-хлоритовые; хлоритовые; золото- магнетит-сульфидная минерализация
		Высоко-температурная (630-540° С) Мезо-гипабиссальная	Локальный и площадной	Известковые скарны	Волластонит- пироксен- гранатовая	Гранат, пироксен, волластони т	m – первые десятки, реже сотни метров; l – десятки и сотни метров	Прожилки гранатовые, гранат-эпидотовые, магнетитовая минерализация
		Высоко-температурная (700-630° С) Мезо-гипабис- сальная	Локальный и площадной	Кварц-полевощатовая	Кварц- микроклино вая	Кварц, микроклин, альбит	m – первые десятки, реже сотни метров; l – десятки и сотни метров	

кальция относительно кремнезема, содержания которого в окружающих скарны породах довольно малы (Столбова, 1970).

Все зоны колонки скарнов формировались одновременно, однако наблюдаются пересечения пироксеновых и волластонитовых разностей прожилками гранатовых, что говорит о некотором запаздывании процесса формирования гранатов. Температура кристаллизации скарновых минералов составляет 630-540⁰ С (Гусев, 2003).

Отмечается также латеральная зональность скарнов: волластонитовые скарны известны только на южном фланге, где интрузивные образования непосредственно контактируют с известняками, пироксеновые разности развиты преимущественно в северной части Майского месторождения.

Практически везде на скарны наложено магнетитовое оруденение, вплоть до образования Майского (Лебедского) магнетитового месторождения. Далее, к югу, магнетитовая минерализация локализуется в скарновых образованиях в виде мелких линз магнетита мощностью до первых метров и крупных залежей не образует.

Снижение температуры минералообразования сопровождается образованием по периферии скарновых тел апоскарновых (околоскарновых) **пропилитов**. Апоскарновые пропилиты формируются в тех же структурах, что и скарны, часто являясь внешними оторочками скарнов, реже формируя в них секущие прожилки. В составе колонки метасоматитов могут быть выделены четыре зоны, характеризующие различную степень изменения пород.

Внешняя зона-I характеризуется наличием реликтового темноцветного минерала, наряду с развитием новообразованных хлорита, эпидота, кварца, кальцита, альбита. Отличительными признаками внешней зоны являются темный цвет породы, альбитизация плагиоклазов, замещение пироксенов и амфиболов хлоритом, слабое замещение хлорита эпидотом. Первичное строение пород сохраняется полностью. Зона-II фиксируется по полному замещению первичных темноцветов. Окраска породы становится более светлым, зеленоватой. Плагиоклазы альбитизированы полностью, хлорит интенсивно замещается эпидотом, содержание которого достигает 10%, против 1-2% во внешней зоне. Эпидот представлен железистой разновидностью - пистацитом (24-28 мол.% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$). Зона-III характеризуется полным отсутствием первичных темноцветов и хлорита, полной альбитизацией и микроклинизацией исходных плагиоклазов. Цвет породы светлый, зеленовато-серый. Насыщенность пистацитом возрастает до 20%. Внутренняя зона-IV представлена прожилковыми обособлениями эпидот-кварцевого, реже эпидот-кальцитового состава с различными количественными соотношениями этих минералов. Эпидот чаще кристаллизуется во внешних частях прожилков.

С апоскарновыми пропилитами связана золотоносная минерализация представляемая золото-сульфидно-магнетитовым минеральным комплексом.

Линейные зоны пропилитизации, развитые по вулканитам андезибазальтового состава, образовались позднее апоскарновых и связаны с новым импульсом тектоно-магматической активизации региона. По минералогическому составу в пределах ореола гидротермально-измененных пород выделяются три зоны: внешняя, промежуточная и внутренняя.

Внешняя зона. Главной особенностью метасоматитов этой зоны является наличие реликтового пироксена наряду с широким развитием новообразований - хлорита, эпидота, серицита, кварца, карбоната, альбита. Мощность зоны более 10 м. Метасоматиты зоны имеют следующие отличительные особенности: темный, темно-зеленый цвет породы, альбитизация плагиоклазов, сопровождаемая серицитизацией, замещение пироксена хлоритом, развитие пистацита по хлоритовым агрегатам.

Промежуточная зона. Особенностью этой зоны является полное отсутствие первичных темноцветных минералов даже в качестве реликтов. Из новообразованных присутствуют хлорит, серицит, эпидот, карбонат, кварц, альбит. Отличительными признаками зоны являются: зеленый цвет породы, более светлый по сравнению с

внешней зоной, полная альбитизация плагиоклаза и слабое (1-5%) замещение их серицитом, замещение хлорита пистацитом и, как следствие, хлорита значительно меньше в породе в сравнении с внешней зоной, содержание пистацита до 7%.

Внутренняя зона. Главной ее отличительной чертой является полное отсутствие первичного пироксена и вторичного хлорита. Другие отличительные особенности зоны: интенсивная насыщенность метасоматитов эпидотовыми эпидот-кварцевыми, иногда с альбитом, прожилками, светлая зеленовато-серая окраска породы, более светлая по сравнению с внешней и промежуточной зонами, полное замещение плагиоклазов альбитом.

Основные пропилитовые минеральные ассоциации развиваются не только в вулканитах среднего и основного составов, но и в других алюмосиликатных породах (гранитоидах, песчаниках, конгломератах и др.). При этом сохраняются основные особенности и последовательность реакций замещения минералов исходных пород.

Степень проработки пород различная. Есть различия с относительно сохранившимися первичными минералами, структурой и текстурой, а есть – полностью превращенные в метасоматит с исчезновением даже следов первичного состава и структуры.

Исходные наиболее типичные структуры для вулканитов – полифировая с элементами гломеропорфировой, пилотакситовая, микрогипидиоморфнозернистая, интерсертальная, микрофельзитовая (для кислых разновидностей). Новообразованные – метасоматическая, лепидобластовая, лепидогранобластовая, гранобластовая.

Пропилиты линейных зон, судя по составу, являются более низкотемпературными образованиями, чем апоскарновые пропилиты.

Описываемые пропилиты связаны с линейными зонами тектонитов и часто имеют постепенные переходы в хлорит-карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты, вплоть до серицит-кварцевых пород, которые по строению метасоматической колонки отнесены нами к *березитам*. Последние в центральных частях содержат кварцевые прожилки и жилы с серицитом и сульфидами, образуя протяженные вкрапленно-прожилковые рудные зоны. Во внешних зонах березитов картируются повышенные концентрации карбоната, хлорита.

Минеральный состав и зональность березитов определяются составом исходных пород, интенсивностью и характером наложенной поздней продуктивной минерализации.

В строении зон березитизации выделяется три основные зоны: внутренняя, промежуточная и внешняя, отличающиеся друг от друга структурой, цветом и минералогическим составом пород. Отдельные зоны березитов обычно имеют достаточно четкие границы. Внутренняя зона имеет кварц-слюдистый, существенно кварцевый состав с обильной вкрапленностью пирита; промежуточная – кварц-слудисто-карбонатный состав и внешняя – существенно хлоритовый состав.

Во внешних зонах березитов происходит избирательная переработка породы, с замещением основных породообразующих минералов пропилитизированных вулканитов слудисто-карбонатным агрегатом и хлоритом. По мере приближения к центральным частям зон, в метасоматитах сначала исчезает альбит, а затем хлорит, при этом увеличивается количество слюды и кварца. Во внутренних зонах структура и текстура первичных пород сменяется типичной лепидогранобластовой структурой метасоматитов, породы приобретают массивное строение и светло-серую окраску. К центральным частям зон березитов приурочены прожилки кварца и сульфидов, несущие золотую минерализацию.

Типоморфными и наиболее распространенными минералами березитов являются кварц, серицит, карбонат и пирит. К второстепенным относятся – хлорит и реликты породообразующих минералов исходных пород. Количественное соотношение перечисленных минералов варьирует в широких пределах в зависимости от интенсивности процесса березитизации.

Минерализованные зоны с золото-сульфидно-кварцевым прожилково-вкрапленными рудами приурочены к зонам березитизации. Они представлены кулисообразной системой крутопадающих жильно-прожилковых тел карбонатно-кварцевого, кварцевого состава с неравномерно распределенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Продуктивная минерализация представлена золото-сульфидно-карбонатно-кварцевым комплексом, состоящим из двух ассоциаций – кварц-золото-полисульфидной и золото-серебро-теллуридно-висмутовой.

Завершение рудного процесса выразилось в формировании многочисленных кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилков без метасоматического изменения вмещающих боковых пород.

Подобная схема развития гидротермально-флюидной системы может быть реализована из гидротермального раствора следующего состава: $\Sigma\text{CO}_2 > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ прочих компонентов (И.П. Щербань, 1996) при понижении температуры от 700 до 100⁰С.

Второе защищаемое положение: В размещении рудно-метасоматических образований установлена зональность трех иерархических уровней: рудного тела, месторождения и рудного поля. Она выражается закономерной сменой ранних метасоматитов поздними и усложнением состава руд от периферии к центру рудных объектов названных уровней.

Под рудно-метасоматической зональностью мы понимаем закономерное сочетание минеральных парагенезисов руд и метасоматитов, обусловленное эволюцией гидротермальной рудообразующей системы.

Для различных уровней организации вещества зональность характеризуется специфическими морфологическими и генетическими особенностями, поэтому целесообразно рассмотреть ее отдельно в масштабах рудного тела, месторождения и рудного поля в целом.

Зональность рудных тел. Эталонными объектами для изучения зональности на этом уровне организации вещества нами приняты рудные тела вскрытых выработками и скважинами рудных зон Майского месторождения и Семеновского рудопроявления.

Рудные объекты Майского месторождения локализованы в восточном экзоконтакте одноименного гранодиорит-диоритового интрузивного массива в мощной зоне скарнирования и кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-серицит-карбонатных метасоматитов.

На Майском месторождении проявлено два структурно-морфологических типа золоторудных тел: контактово-метасоматические залежи и минерализованные вкраплено-сульфидные зоны.

Контактово-метасоматические залежи представлены, как правило, скарновыми телами по которым развиты магнетитовые тела с последующим их дроблением и наложенным золото-магнетит-сульфидной минерализации.

Основными рудными минералами золото-магнетит-сульфидного комплекса являются пирит, магнетит и халькопирит. Содержание этих минералов колеблется в широких пределах и обычно составляет десятки процентов. К более редким, но характерным минералам этого комплекса, относятся пирротин и кобальтин. Пирротин развивается в виде вкрапленности, реже образует сливные руды.

Минерализованные зоны с золото-сульфидно-кварцевыми прожилково-вкрапленными рудами приурочены к зонам березитоподобных хлорит-карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов. Они представлены кулисообразной системой крутопадающих жильно-прожилковых тел с убогой неравномерно распределенной сульфидной минерализацией.

Рудные тела Семеновского участка представлены кварцево-золото-сульфидными линзами мощностью 0,1 – 0,7 м, редко более. Промежутки между жильными линзами выполнены сульфидизированными березитами, мощность которых достигает 10-15 м. Протяженность минерализованных зон метасоматитов варьирует от десятков до

нескольких сотен метров. Зональность определяется сменой минерального и химического состава руд и метасоматитов по мощности, простиранию и падению рудных тел.

Вмещающие породы участка сложены вулканогенными породами нижнего кембрия (садринская свита). Гидротермальные изменения выражены зонами развития пропилитов и березитов. Они приурочены к структурам повышенной проницаемости, что проявляется в характере распределения рудных тел. Последние тяготеют к участкам пересечения кварцевых жил с зонами повышенной проницаемости, фиксируемым хлорит-карбонат-серицит-кварцевыми, серицит-кварцевыми новообразованиями.

Минеральная зональность в рудах всех участков является концентрической, с последовательным сокращением объема продуктов рудоотложения от ранних ступеней минералообразования к поздним и приуроченностью последних к рудоподводящим зонам проницаемости (рис. 1). В центральных частях рудных тел проявлена наиболее поздняя

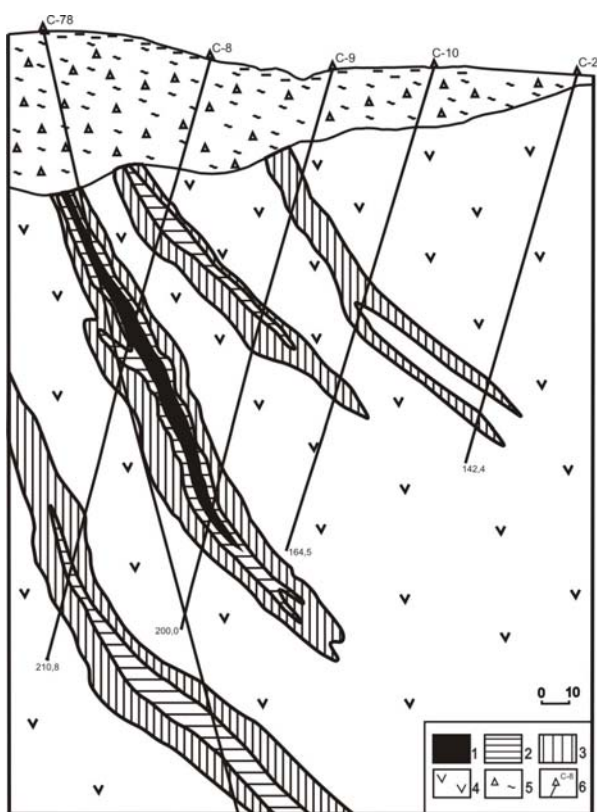


Рис. 1. Минералогическая зональность рудных тел уч. Семеновского по линии скважин № 78-8-9-10-21. 1-3 – Области развития рудных минералов: 1 - теллуrowисмутит, цумоит, тетрадимит, бенжаминит; 2 – сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит; 3 – пирит и арсенопирит; 4 – вулканогенно-осадочные образования; 5 – кора выветривания; 6 – скважины.

золото-серебро-теллуридно-висмутовая ассоциация, представленная относительно низкотемпературными минералами: теллуrowисмутит Bi_2Te_3 , цумоит Bi_2Te_2 и тетрадимит Bi_2Te_2S . Из сульфосолей $Ag-Bi$ встречен бенжаминит.

Бенжаминит и цумоит выявлены на Семеновском участке и идентифицированы нами впервые (табл. 2), ранее они в пределах рудного поля не отмечались (рис. 3).

По мере удаления от центра рудных тел, фиксируется более ранняя кварц-золото-полисульфидная ассоциация минералов: галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда.

Характерно явное преобладание сурьмы над мышьяком в составе блеклой руды, что позволяет отнести ее к тетраэдриту. Повышенные концентрации сурьмы (до 9 %) отмечаются и в арсенопирите, что свидетельствует в пользу малого эрозионного среза оруденения на Семеновском участке.

Таблица 2. Состав бенжаминита и цумоита из сульфидизированных метасоматитов участка Семеновского (скважины № 8, 9). Атомные концентрации (в %), формулы, названия минералов, по данным микрозондового анализа. Аналитический центр ОИГГиМ СО РАН, г.Новосибирск, аналитик Нигматулина Е.Н.

№ анализа	Номер образца	Fe	Cu	Zn	As	Bi	Pb	S	Ag	Te	Сумма	Определение минерала
12	8/93	5,8	8,1	0,0	0,0	20,9	8,9	50,2	5,9	0,2	100,0	Бенжаминит (Ag _{1,3} Cu _{1,7})(Bi ₅ Pb ₂)S ₁₂
13	8/93	5,1	0,1	0,1	0,0	46,7	0,4	3,7	0,1	43,9	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
28	8/100	4,3	0,1	0,0	0,0	46,5	1,7	1,6	2,2	43,7	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂

Галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит развиваются в виде прожилков, секущих пирит и арсенопирит, иногда цементируют раздробленные зерна последних, либо нарастают на их грани и ребра (рис. 2). Последовательность выделения минералов этой ступени: сфалерит – халькопирит – галенит – тетраэдрит.

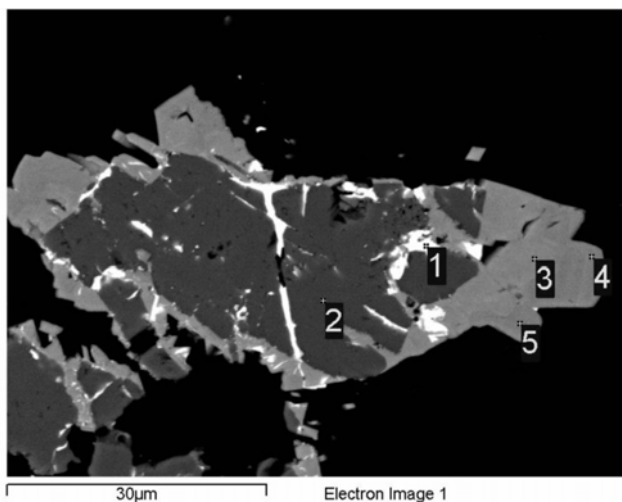


Рис. 2. Взаимоотношение сульфидов в рудах Семеновского участка.
Скважина 8, образец 8-96-б.
1 – галенит; 2 – пирит; 3 ÷ 5 – арсенопирит.

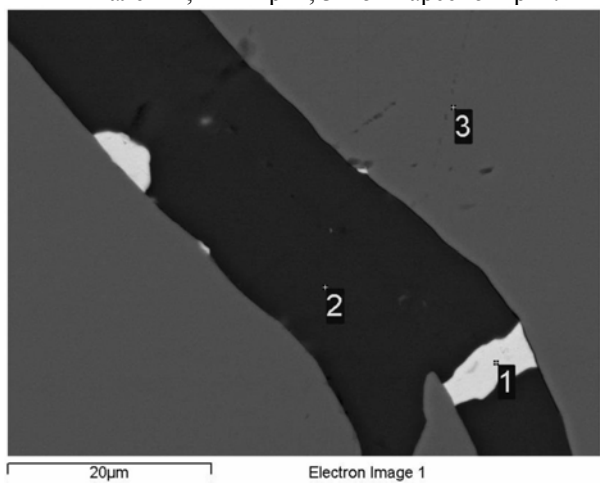


Рис. 3. Формы выделения цумоита Bi₂Te₂ в рудах Семеновского участка.
Скважина 8, образец 8-100-0.
1 – теллурид висмута (цумоит); 2 – кальцит; 3 – пирит.

Периферия рудного тела фиксируется наиболее ранним рудным минералом пиритом, который ближе к центру замещается и цементируется арсенопиритом.

По простираению рудных тел закономерно меняется ТЭДС пиритов, на периферии рудного тела преобладают пириты с дырочным типом проводимости, а в центральной

части - с электронным. Здесь же исчезают кристаллы пирита 1-го морфологического типа (чистые кубы) и появляются сложные кристаллы куб-пентагондодекаэдрического и пентагон-октаэдрического габитусов. Их особенностью является развитие на всех кристаллах грани октаэдра, не встречающейся в участках преобладания свинцово-цинковой минерализации.

В целом, морфологическая зональность рудных тел является объемной, концентрической, центростремительной, с постепенным сокращением площади рудоотложения к концу процесса рудообразования.

Зональность ранга месторождения. Большое количество жил, залежей рудного поля сконцентрированы в трех рудных участках. Они различаются геологической обстановкой и минералого-геохимическими особенностями руд и метасоматитов. Выделяются Майский, Правобережный и Семеновский участки, соответствующие по рангу месторождениям. Майское месторождение является собственно золото-скарновым, Правобережное и Семеновское проявления представлены пропилит-березитовыми зонами с прожилково-вкрапленной кварцево-золото-сульфидной минерализацией. Зональность этих объектов имеет как общие черты, так и специфические особенности.

Рудно-метасоматическая зональность Майского месторождения проявляется в зональности слагающих его рудных жил и залежей, различающихся по минералогическому составу. В пределах участка на скарново-магнетитовые залежи наложено золото-сульфидно-кварцевое оруденение первого этапа. Здесь же развиты крутопадающие маломощные зоны кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-серицит-карбонатных березитоподобных метасоматитов с золото-сульфидно-кварцевыми прожилково-вкрапленными рудами второго этапа. К периферии месторождения приурочены участки развития пропилитов с пиритовой минерализацией.

Для Правобережного и Семеновского рудопроявлений рудно-метасоматическая зональность выразилась в развитии линейных зон пропилитов с постепенным переходом в березиты, на которые наложено золото-сульфидно-кварцевое оруденение второго этапа. Минеральная зональность руд наиболее контрастно проявилась по простиранию рудовмещающей структуры. В центральной части месторождения развиты: золото-серебро-теллуридно-висмутовая и кварц-золото-полисульфидная ассоциации, в промежуточной – пирит-арсенипиритовая вкрапленная минерализация, а внешняя часть характеризуется наличием участков с рассеянной минерализацией. В том же направлении возрастает доля пиритов с дырочным типом проводимости.

Зональность рудного поля. Эндогенная зональность рудного поля определяется совокупностью слагающих его рудных участков, в сочетании с закономерным изменением состава метасоматитов. Она отражает эволюцию плутоногенной гидротермальной палеосистемы в целом.

Для рудного поля характерна поперечная зональность, которая обусловлена сочетанием моноактного и многоактного механизмов ее формирования. Вследствие преобладающего сокращения объема рудообразующей системы в процессе ее эволюции, поперечная зональность является концентрической сходящейся. Она выражается наличием в центральной части окolorудных метасоматитов с золото-магнетит-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Промежуточная часть характеризуется развитием пропилитов с пирит-арсенипиритовой минерализацией, а внешняя часть рудного поля представлена участками с рассеянной (непромышленной) минерализацией, преимущественно пиритовой. Термо-ЭДС пиритов в целом сменяется с электронного на дырочный от центра к периферии рудного поля.

На фоне поперечной зональности отчетливо фиксируется латеральная (осевая) зональность рудного поля, обусловленная снижением температуры рудоотложения с юга на север.

Наиболее наглядным проявлением зональности оруденения является закономерное изменение минерального состава золотоносных жил, прожилков и залежей с юга на север

рудного поля. В общем виде рудная минерализация представлена следующим набором минералов: кварц, магнетит, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, теллуриды и сульфосоли. Типоморфными минералами для Майского месторождения являются: магнетит, пирротин и кобальтин. Для уч. Правобережного и Семеновского характерны минералы: теллуrowисмутит, тетрадимит, цумоит и бенжаминит.

Особенности изменения минерального состава руд свидетельствуют об увеличении в северном направлении доли поздних низко- среднетемпературных минералов.

Отмечается также тенденция увеличения пробности золота в ряду: участок Семеновский (среднее - 729‰) → Правобережный (786‰) → Майский (838‰) (Калинин, 2007).

Эндогенная зональность рудного поля находит отражение и в пространственном размещении метасоматитов. Кварц-полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны и околоскарновые пропилиты развиты только на южном фланге рудного поля. Линейные пропилиты и околорудные березиты в наибольшей степени развиты в северной части рудного поля. В целом, в пределах рудного поля можно выделить три блока, каждый из которых обладает специфическими чертами рудно-метасоматической зональности: южный, центральный и северный.

Для *южного блока*, где располагается Майское месторождение, характерны следующие основные особенности: 1- развитие площадных метасоматитов: кварц-полевошпатовых, скарнов и околоскарновых пропилитов; 2- небольшая мощность околожильных кварц-серицит-карбонатных березитов (0,3-0,8 м); 3- из рудных минералов характерны: магнетит, пирротин и кобальтин; 4- золото крупное высокопробное; 5- отношение Ag/Au в рудах 0,5-2.

Отличительными чертами *центрального блока*, куда входит уч. Правобережный, являются: 1- развитие пропилитов линейного типа и березитов; 2- средняя мощность околожильных березитов 0,8-1,0 м; 3- из рудных минералов кроме пирита, развиты сфалерит и галенит, реже встречаются халькопирит, тетраэдрит, теллуриды и сульфосоли; 4- золото менее крупное, чем в ядерном блоке, встречается как средне- так и высокопробное; 5 - отношение Ag/Au в рудах 3-5.

Северный блок, включает в себя уч. Семеновский и обладает следующими специфическими особенностями: 1- повышенная мощность околожильных березитов до 10-15 м; 3- максимальное разнообразие рудной минерализации (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, теллуrowисмутит, тетрадимит, бенжаминит); 4- золото мелкое (менее 0,1 мм), низко-среднепробное; 5 - отношение Ag/Au в рудах 8-10.

Исследованиями установлено, что латеральная зональность наиболее контрастно проявлена по простиранию оси удлинения рудного поля с юга на север, по мере удаления от Майского массива. В этом направлении изменяется состав метасоматитов, состав и строение рудных тел, мощность околожильных березитов, пробность золота, соотношение Ag/Au в рудах. Выявленная зональность указывает на парагенетическую связь оруденения с Майским интрузивным гранодиоритовым массивом, становление которого завершилось формированием мощных зон скарнирования с наложенной золото-магнетит-сульфидной минерализацией. С позднедевонским габбро-монзонит-граносиенитовым интрузивным комплексом мы связываем образование линейных зон пропилитов и березитов с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Температурная зональность минерализации в масштабах рудного поля является прямой относительно этих интрузивных.

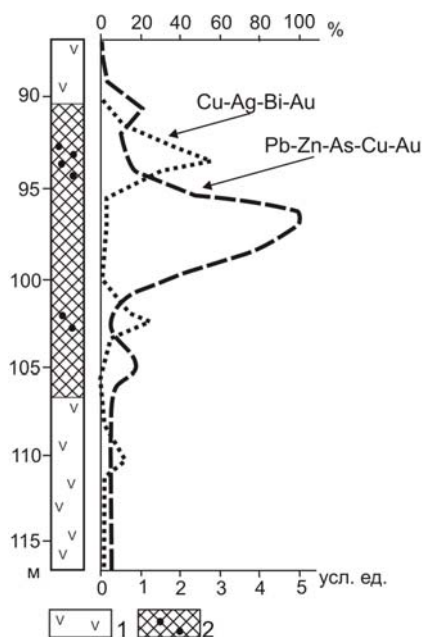
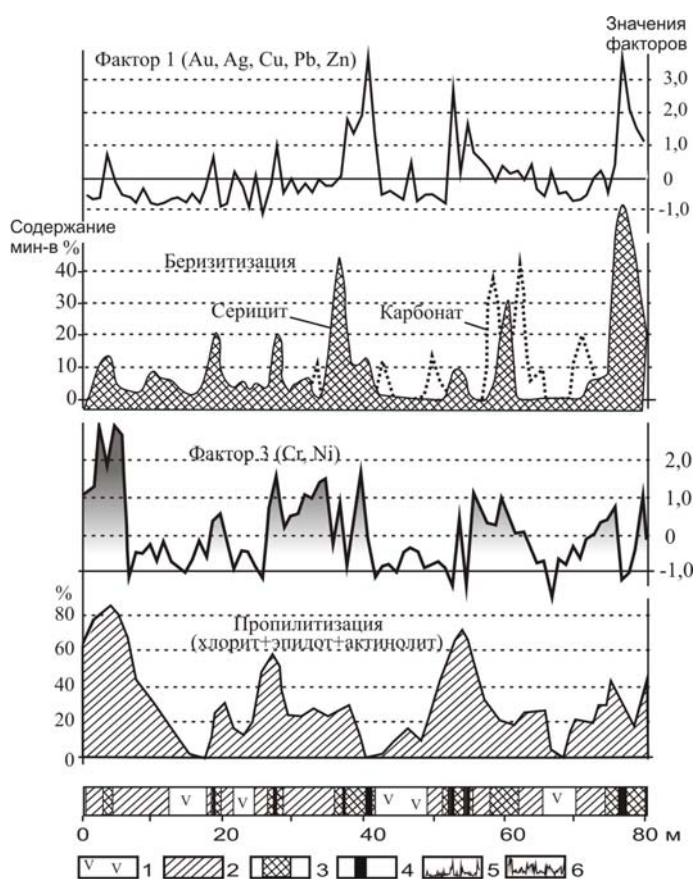


Рис. 4. Пространственные взаимоотношения золотоносных ассоциаций (скв. 8, уч. Семеновский): 1) туфы андезитов; 2) сульфидизированные березиты

значения этого фактора характерны для рудных тел. Другие ассоциации менее тесно связаны с оруденением и состав их варьирует в зависимости от типа исходной породы и иерархического уровня объекта. В масштабе отдельных *рудных тел*, «рудная ассоциация» разделяется на две Cu-Ag-Bi-Au и Pb-Zn-As-(Cu-Au), что свидетельствует о зональности отложения в пределах единых рудных зон (рис. 4). Ассоциация Cr-Ni-V(Co) фиксирует периферию рудных тел и пространственно совпадает с участками развития метасоматического пирита, а ассоциация Ti-Zr-Va фиксирует наименее измененные породы. В масштабе *рудных участков* (месторождений), ассоциация Au-Ag-Cu-Pb-Zn, отчетливо параллелизуется с зонами сульфидизированных березитов, а Co-Ni-Cr

Третье защищаемое положение: Рудно-метасоматическая зональность отражается в строении геохимического поля. Аномальные структуры геохимического поля различных иерархических уровней являются фигурами подобия, в их строении выделяются: 1) ядерная зона концентрирования Au и халькофильных элементов; 2) промежуточная зона накопления литофильных и сидерофильных элементов; 3) фронтальная зона концентрирования литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов.

Для всех типов пород и всех иерархических уровней в качестве одного из главных факторов постоянно фиксируется ассоциация Au-Ag-Cu-Pb-Zn-Bi («рудная ассоциация») однозначно интерпретируемая как проявление золото-сульфидного оруденения. Аномально высокие значения этого фактора характерны для рудных тел. Другие ассоциации менее тесно связаны с оруденением и состав их варьирует в зависимости от типа исходной породы и иерархического уровня объекта. В масштабе отдельных *рудных тел*, «рудная ассоциация» разделяется на две Cu-Ag-Bi-Au и Pb-Zn-As-(Cu-Au), что свидетельствует о зональности отложения в пределах единых рудных зон (рис. 4). Ассоциация Cr-Ni-V(Co) фиксирует периферию рудных тел и пространственно совпадает с участками развития метасоматического пирита, а ассоциация Ti-Zr-Va фиксирует наименее измененные породы. В масштабе *рудных участков* (месторождений), ассоциация Au-Ag-Cu-Pb-Zn, отчетливо параллелизуется с зонами сульфидизированных березитов, а Co-Ni-Cr



фиксирует в целом контуры зон пропилитизации, хотя аномалии, судя по всему, связаны с выносом этих элементов из центральных зон березитов и переотложением их на периферии, в пропилитизированных породах (рис. 5). В масштабе *рудного поля* выявлены ассоциации Au-Ag-Pb-Zn, Co-Ni-Cr, Ti-Zr-Li. Первая группа элементов фиксирует золоторудные участки, вторая - периферию этих участков. Третья ассоциация, где основную роль играют геохимически разнородные литофильные элементы, идентифицируется как «породная».

Рис. 5. Отражение метасоматических процессов в первичном геохимическом поле (канавы-171 уч. Правобережный). 1 – туфы андезитов; 2 – пропилитизация; 3 – березитизация; 4 – жильно-прожилковое окварцевание и сульфидизация; 5 – изолинии значений фактора 1 (Au, Ag, Cu, Pb, Zn); 6 – изолинии значений фактора 3 (Cr, Ni)

Таким образом, в рудном поле выявляется 3 основных геохимических ассоциации, состав которых несколько варьирует в зависимости от иерархического уровня объекта:

- 1) **Au-Ag-Cu-Pb-Zn-(Bi-As);**
- 2) **Co-Ni-Cr-(V);**
- 3) **Ti-Zr-Li-(Ba).**

Элементы, указанные в скобках, могут отсутствовать в составе факторов в зависимости от иерархического уровня объекта.

Указанные ассоциации формируют аномальную структуру геохимического поля (АСГП) трех иерархических уровней.

По минералого-геохимическим данным в рудном поле локализуются 3 эпицентра минерализации, соответствующие ядерной зоне концентрирования этого масштаба в первичном геохимическом поле (рис. 6). К ним приурочены наиболее богатые участки рудного поля. Продуктивная минерализация представлена наиболее полным набором, с преобладанием золото-кварц-полисульфидной и золото-серебро-теллуридно-висмутовая ассоциацией. В аномальных структурах геохимических полей ведущая роль принадлежит ассоциации Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Te, при достаточно широком участии всего комплекса элементов-спутников оруденения: Ba, As, Sb, Co, Ni, Mo, B, V.

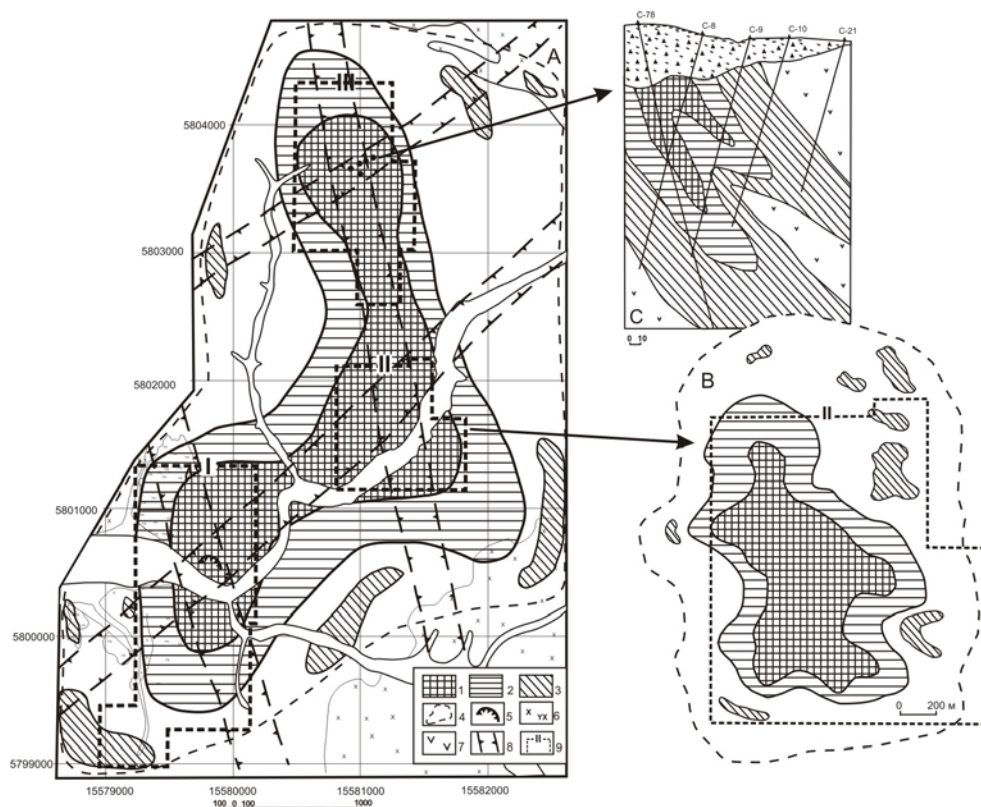


Рис. 6. Модель геохимической зональности рудного поля.

А – строение АСГП ранга рудного поля; В – ранга месторождения; С – ранга рудного тела; 1 – ядерная зона концентрирования 1-го порядка (Au-Ag-Cu-Pb-Zn-Bi); 2 – промежуточная зона (Co-Ni-Cr); 3 – ядерные зоны концентрирования 2-го порядка (Au-Cu-Ag-Pb-Zn-Bi-Co-Ni-As-Ba); 4 – предполагаемый контур фронтальной зоны концентрирования; 5 – Майское золото-скарновое месторождение; 6 – интрузивные образования; 7 – эффузивные образования; 8 – тектонические зоны повышенной проницаемости; 9 – конуры участков: I – Майский; II – Правобережный; III – Семеновский.

Промежуточная зона АСГП фиксируется повышенными значениями Ni, Co, Cr и отделяет ядерную зону от фронтальной.

Рудные участки, приуроченные к фронтальной зоне концентрирования ранга рудного поля, характеризуется менее масштабным проявлением рудного процесса. В золотоносных телах, значительно уступающим по масштабам объектам ядерной зоны,

основную роль играет пирит. В геохимическом поле эти зоны фиксируются аномалиями Ba, Mo, Pb, Zn, Au, Ag, набор которых в целом тот же, что и в ядерных зонах, но зональных концентрических структур они обычно не образуют. Внешняя часть АСГП этих участков и рудного поля в целом характеризуется ассоциацией Ni, Co, Cr(V).

Четвертое защищаемое положение: Масштабность оруденения находит отражение в строении минерально-геохимических полей и может быть оценена с помощью разработанных минералого-геохимических критериев и признаков, отражающих как интенсивность гидротермального процесса, так и структурированность аномального геохимического поля.

На локализацию золотого оруденения в рудном поле определяющее влияние оказали совокупность геолого-структурных, магматических, литолого-стратиграфических, метасоматических факторов среды и физико-химические свойства рудообразующих растворов. Выявленные закономерности образования и размещения золотого оруденения в рудном поле позволили разработать комплексные геолого-поисковые критерии.

Рудные тела занимают вполне определенное положение в зональных рудно-метасоматических конструкциях. Наиболее тесную пространственную связь золото-скарновое оруденение имеет с пироксеновыми разновидностями скарнов, а также перекристаллизованными гранатовыми и магнетитовыми разновидностями, насыщенными минералами продуктивной ассоциации. Золото-сульфидно-кварцевое оруденение приурочено к метасоматитам березитового типа и, в меньшей степени, пропилитового. При этом, по мере приближения к золоторудным столбам наблюдается смена форм пирита от кубических к комбинированным и пентагон-додекаэдрическим пентагоноктаэдрическим габитусов, что подтверждает ранее установленную закономерность: чем продуктивнее оруденение, тем многообразнее кристалломорфология сопутствующего пирита (Коробейников и др., 1993).

Геохимические критерии имеют важнейшее значение при поисках различных типов оруденения. Для золото-магнетит-сульфидного оруденения характерны нелинейные (близкие к изометричным) аномалии с золотом, медью, висмутом, серебром, свинцом, цинком в зонах ядерного концентрирования. Для жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения ведущими являются линейные АСГП с таким же элементным составом зон ядерного концентрирования и четкой приуроченностью к зонам тектонических нарушений. Золотоносные участки, приуроченные к фронтальной зоне концентрирования, имеют рудные тела значительно меньших масштабов, чем в ядерной зоне и характеризуются большей рассеянностью оруденения и значительно меньшей контрастностью строения АСГП.

Аномальные структуры геохимического поля гидротермального месторождения возникают и трансформируются в процессе становления рудно-метасоматической системы и отражают особенности механизма их формирования (Ворошилов, 2007). Чем интенсивнее процесс оруденения, тем контрастнее структура аномального геохимического поля. Степень контрастности (структурированности) АСГП предлагается оценивать с помощью коэффициента структурированности, который вычисляется по следующей методике.

Степень структурированности выявленных аномалий выражается через различие в составе ядерных и промежуточных зон АСГП. Для ее количественной характеристики предлагается использовать стандартные критерии проверки гипотезы о равенстве двух неизвестных средних. Сравнивают между собой средние значения коэффициента зональности ($K_{зон.}$) из разных зон АСГП. Коэффициент зональности выражает отношение суммы халькофильных элементов накапливающихся в ядерной зоне, к отношению суммы сидерофильных и литофильных элементов концентрирующихся в промежуточной зоне:

$$K_{зон.} = \frac{(KK_{Au} + KK_{Ag} + KK_{As} + KK_{Cu} + KK_{Pb} + KK_{Zn} + KK_{Bi})}{(KK_{Co} + KK_{Cr} + KK_{Ni})}, \text{ где}$$

KK_i - коэффициент концентрации элемента i относительно кларка земной коры в виде безразмерного показателя.

Для сравнения средних используются ранговые критерии, поскольку закон распределения обычно не соответствует нормальному (Справочник по математике..., 1987). Для удобства пользования числовое значение коэффициента структурированности ($Z_{струк.}$) принимается равным квантили нормального распределения, соответствующей уровню вычисленной доверительной вероятности критерия. В качестве граничного значения принимаем $Z_{струк.}=2$, что соответствует доверительной вероятности 0,95. Вычисленные значения показателя равны:

- Правобережный участок – 10,9;
- Майский участок – 6,0;
- Семеновский участок – 6,3;
- Рудное поле в целом – 4,1.

Значения коэффициента $Z_{струк.}$ по рудному полю и его рудным объектам, свидетельствует о достаточно высокой структурированности АСП, что указывает на формирование рудных объектов среднего класса.

Геохимические ресурсы золота, отражающие масштабы промышленно значимого оруденения, функционально связаны с интенсивностью перераспределения комплекса элементов-спутников золота, которая может быть выражена с помощью разработанного коэффициента интенсивности, объединяющего элементы, накапливающиеся в ядерной зоне АСП:

$$K_{инт.} = \sum (KK_{Au} + KK_{Ag} + KK_{As} + KK_{Cu} + KK_{Pb} + KK_{Zn} + KK_{Bi}), \text{ где}$$

KK_i – коэффициент концентрации элемента i относительно кларка земной коры в виде безразмерного показателя.

Между продуктивностью этого показателя ($P_{конт.}$) и геохимическими ресурсами золота ($Q_{геох.}$) в АСП различного ранга установлена прямая зависимость, что позволяет применять разработанный показатель для независимой оценки масштабов золотого оруденения на сходных по генезису объектах. Это представляется весьма актуальным, учитывая то, что информация о распределении собственно Au в АСП не всегда является надежной и требуются дополнительные независимые критерии.

Выявленная взаимосвязь хорошо аппроксимируется прямой линией и может использоваться для оценки масштабов выявленного и прогнозируемого оруденения в виде уравнения регрессии (рис. 7).

Магматический критерий отчетливо проявляется в том, что скарнирование известняков проявлено на контактах с породами Майского интрузивного массива. Наложенное на скарны золото-магнетит-сульфидное оруденение также пространственно связано со скарнами и за их пределами быстро затухает.

Для золото-сульфидно-кварцевого оруденения пространственная и парагенетическая связь наблюдается с дайками и штоками габбро-монцит-граносиенитов.

Структурный контроль для различных типов оруденения проявляется по разному и дифференцируется по своей значимости. Для золото-магнетит-сульфидного оруденения важнейшую роль играют участки антиклинальных перегибов, сопровождающихся структурами отслоения, и, в меньшей мере, флексурных изгибов пластов известняков. К сопряжению этих структур с зонами повышенной трещиноватости и дизъюнктивами

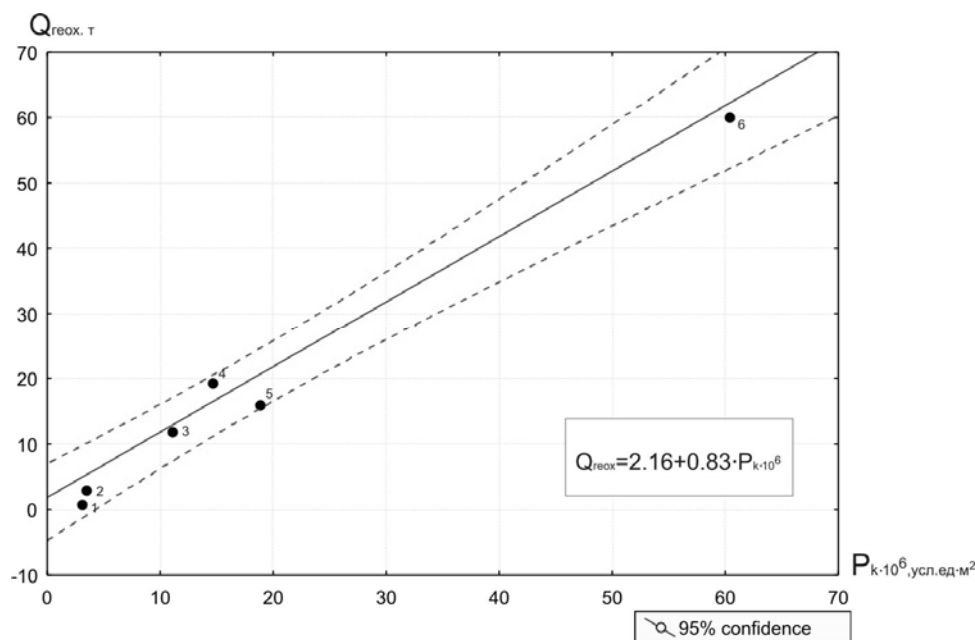


Рис. 7. Зависимость между продуктивностью геохимического показателя интенсивности (P_k) и масштабами золотого оруденения ($Q_{\text{геох.}}$). Цифрами обозначены: 1- Участок Хребтик Санина; 2 – уч. Дальний; 3 – уч. Семеновский; 4 – уч. Правобережный; 5 – месторождение Майское; 6 – рудное поле в целом

северо-восточного и субмеридионального простирания приурочены рудные залежи концентрированного оруденения. Дополнительным благоприятным фактором является наличие структур будинажа, связанных с прослоями вулканогенных пород среди известняков. Для жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения ведущую рудоподводящую и рудолокализирующую роль играли зоны тектонических нарушений субмеридиональной и сопряженной с ней СВ ориентировки. Узлы сопряжения этих разломов были флюидоподводящими каналами для золото-магнетит-сульфидного оруденения и рудолокализирующими для жильного золото-сульфидно-кварцевого типа.

Среда рудоотложения играла решающую роль для различных типов оруденения. Так для золото-магнетит-сульфидного типа определяющее значение имели контакты контрастных литологических разностей карбонатных и алюмосиликатных пород, создававших благоприятные условия для скарнирования. Жильное золото-серебрянное оруденение предпочтительно локализуется в вулканогенно-осадочных породах, что определяется их физико-механическими особенностями. В скарнах, легко поддающихся интенсивной трещиноватости различных направлений, выдержанных кварцевых жил не формируется, хотя окварцевание проявлено широко.

В целом анализ материалов по Майско-Лебедскому рудному полю позволил разработать поисковые модели выявленных типов оруденения и представить их в табличном виде (табл. 3).

Таблица 3. Характеристики геолого-поисковой модели золотого оруденения Майско-Лебедского рудного поля

Критерии и признаки	Au-магнетит-сульфидное оруденение	Au-сульфидно-кварцевое оруденение
1	2	3
1. Пространственная и парагенетическая связь с габбро-диорит-гранитоидным умеренно-щелочным садринским комплексом	+++	-

Продолжение табл. 3

2. Пространственная и парагенетическая связь с дайковым комплексом габбро-монзонит-граносиенитов	-	+++
3. Структурный контроль оруденения: а) рудолокализирующий контроль разломами субмеридианальной и СВ ориентировок;	++	+++
б) зоны повышенной трещиноватости скарнов;	+++	-
в) участки развития магнетитовых тел	+++	-
г) Участки антиклинальных перегибов скарнированных горизонтов известняков	++	-
4. Вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы	++	+++
5. Метасоматиты а) скарны	+++	-
б) зональные околоскарновые метасоматиты	+++	-
в) крутопадающие зоны линейных метасоматитов пропилит-березитового ряда	++	+++
6. Аномальные структуры геохимических полей (АСГП): а) близкие к изометричным с Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Bi в зоне ядерного концентрирования;	+++	+
б) линейные (вытянутые) АСГП с Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Te в зонах ядерного концентрирования;	+	+++

ПРИМЕЧАНИЕ: +++ - сильно выраженные; ++ - средне выраженные; + - слабо выраженные;
- не выраженные

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований в пределах Майско-Лебедского рудного поля выявлены метасоматические образования четырех формаций: кварц-полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны, пропилиты и березиты. Их образование связывается с двумя этапами тектоно-магматической активности. В первый образовались кварц-полевошпатовые метасоматиты, скарны с магнетитовым оруденением и околоскарновые пропилиты с сопряженным золото-сульфидно-магнетитовым оруденением, во второй - линейные пропилиты и березиты с кварцево-золото-сульфидным оруденением.

В результате проведенного картирования и геометризации гидротермальных образований установлена рудно-метасоматическая зональность трех иерархических уровней: ранга рудного поля, месторождения и рудного тела. Выявленная поперечная зональность на всех уровнях классифицируется как концентрическая сходящаяся, с выделением в пределах рудоносных структур трех зон.. В центральной зоне развиты околорудные метасоматиты с золото-магнетит-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Промежуточная зона характеризуется развитием пропилитов с пирит-арсенопиритовой минерализацией. Для внешней зоны характерны участки с рассеянной (непромышленной) минерализацией. Выявленная поперечная зональность обусловлена структурными условиями локализации оруденения и отражает дифференцированный характер проницаемости геологических структур. На фоне поперечной зональности

зафиксирована осевая зональность рудного поля, обусловленная снижением температуры рудоотложения с юга на север, по мере удаления от рудогенерирующих интрузивов. В масштабе рудного поля она выразилась в закономерной смене с юга на север высокотемпературных метасоматитов более низкотемпературными, в закономерном снижении пробы золота, увеличении отношения Ag/Au в рудах, изменении типоморфных свойств пирита и минералов метасоматитов.

Установлено, что рудно-метасоматическая зональность отражается в структуре геохимического поля. В строении аномальной структуры геохимического поля выделяются три иерархических уровня: рудного тела, месторождения и рудного поля, которые являются фигурами подобия. В их строении выделяются: 1) ядерная зона концентрирования Au и халькофильных элементов; 2) промежуточная зона накопления литофильных и сидерофильных элементов; 3) фронтальная зона концентрирования литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов. В масштабе рудного тела выделяются две группы элементов, соответствующих ступеням минерализации. Кластер Cu, Ag, Bi, Au ассоциирует с золото-серебро-теллуридно-висмутовой минерализацией, а Pb, Zn, As, Cu, Au – с халькопирит-галенит сфалеритовым парагенезисом. Участки пространственного совмещения этих ассоциаций, как правило, характеризуются максимальными содержаниями золота, что связано, видимо, с его концентрированием в процессе неоднократного перераспределения. В масштабе месторождений рудная ассоциация Au, Ag, Cu, Pb, Zn отчетливо параллелизуется с зонами сульфидизированных березитов, а Co, Ni, Cr фиксирует в целом контуры зон пропилитизации. В масштабе рудного поля рудная ассоциация Au, Ag, Pb, Zn фиксирует золоторудные участки, ассоциация Co, Ni, Cr – периферию этих участков.

На основе выявленных закономерностей образования и размещения золотого оруденения разработаны поисковые модели золото-магнетит-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения в рудном поле. Разработаны геохимические показатели, позволяющие количественно оценивать интенсивность гидротермального процесса, степень упорядоченности аномального геохимического поля, и прогнозировать на этой основе масштабность выявляемого оруденения.

Разработанные критерии использовались ОАО «Тэтис-Т» в процессе проведения поисковых и оценочных работ в Майско-Лебедском и Сухаринском рудных полях. Результаты проведенных исследований используются в учебном процессе в Томском политехническом университете, при выполнении лабораторных, курсовых и выпускных работ.

Список опубликованных работ по теме диссертации

1. В.Г. Ворошилов. Аномальные геохимические поля зон сульфидной минерализации Майско-Лебедского золоторудного узла / В.Г. Ворошилов, В.Н. Санин, **Т.В. Тимкин** // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309. – № 3. – С. 26-31.
2. В.Г. Ворошилов. Количественная оценка параметров аномального геохимического поля и прогноз золотого оруденения / В.Г. Ворошилов, **Т.В. Тимкин** // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 310. – № 2. – С. 17-21.
3. Тимкин Т.В. О соотношении разновременных золотоносных ассоциаций в пределах Майско-Лебедского рудного узла / Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий // Проблемы геологии и освоения недр: Труды X Международного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых академика М.А. Усова. – Томск, 2006 – Т.1 – С. 125-127.
4. Тимкин Т.В. Геохимическая зональность Правобережного участка Майско-Лебедского рудного узла / Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий // Проблемы геологии и освоения недр: Труды X Международного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых академика М.А. Усова. – Томск, 2006 – Т.1 – С. 123-125.
5. Тимкин Т.В. Метасоматические формации Майско-Лебедского рудного узла / Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XI

Международного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых академика М.А. Усова. – Томск, 2007. Т.1. – С. 127-129.

6. Тимкин Т.В. О соотношении первичных и вторичных геохимических полей Правобережного участка Майско-Лебедского рудного узла / Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XI Международного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых академика М.А. Усова. – Томск, 2007. Т.1. – С. 123-125.

7. Тимкин Т.В. Классификация метасоматитов Майско-Лебедского рудного поля (Горная Шория) / Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XII Международного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых академика М.А. Усова. – Томск, 2008. Т.1. – С. 185-187.

8. Тимкин Т.В. Критерии прогнозирования золотого оруденения Майско-Лебедского рудного поля / Молодые – наукам о Земле: Труды IV Межвузовской научной конференции, студентов, аспирантов и молодых ученых. – Москва, 2008. Т.1. – С. 196.