

На правах рукописи

ГАРМАЕВ Батор Леонидович

**ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНЫЙ И ЗОЛОТО-ВИСМУТОВЫЙ
МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ
ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БОКСОН-ГАРГАНСКОЙ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка
твердых полезных ископаемых, минерагения

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Улан-Удэ - 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Геологическом институте Сибирского отделения РАН

Научные руководители: доктор геолого-минералогических наук,
профессор Миронов Анатолий Георгиевич

член-корреспондент РАН
Горячев Николай Анатольевич

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
Жмодик Сергей Михайлович

доктор геолого-минералогических наук,
профессор Юргенсон Георгий Александрович

Ведущая организация: Учреждение Российской академии наук
«Институт геохимии им. А.П. Виноградова
СО РАН» (Иркутск)

Защита диссертации состоится 26 мая 2011 г. в 15⁰⁰ часов на заседании совета по защите докторских и кандидатских диссертаций Д.003.002.01 при Учреждении Российской академии наук Геологическом институте СО РАН, по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а.

Факс: 8 (3012) 433024, e-mail: meta@gin.bscnet.ru

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке Учреждения РАН Геологическом институте СО РАН по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а.

Автореферат разослан 20 апреля 2011 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук

О.К. Смирнова

Введение

Актуальность работы. Юго-восточная часть Восточного Саяна давно известна своей золотоносностью. Здесь располагаются как собственно кварцево-жильные малосульфидные месторождения (Пионерское, Гранитное, Динамитное и др.), так и собственно золото-сульфидные (Зун-Холбинское, Зун-Оспинское и др.) месторождения и рудопроявления (Миронов, Жмодик, 1999), в некоторых из них (Пионерское, Зун-Холбинское др.) значительную роль играют золото-теллуридные минералы, хотя их место и роль в рудообразующем процессе до сих пор неопределенно. К настоящему времени известные месторождения либо отработаны, либо их отработка подходит к концу, поэтому весьма актуальна проблема поисков и оценки месторождений золота в новых районах. Одним из таких районов является западный фланг Боксон-Гарганской металлогенической зоны, где поисковыми работами последних лет установлены промышленно интересные ареалы золоторудной минерализации (Тисса-Сархойский и Дибинский рудный узлы) неизвестной минеральной принадлежности. Отсутствие минералого-геохимических данных по составу руд, неясность их позиции относительно магматических комплексов и отсутствие данных о возрасте оруденения обусловило актуальность и необходимость проведения их детального изучения.

Цель исследований: охарактеризовать золотое оруденение Тисса-Сархойского и Дибинского рудных узлов юго-западного фланга Боксон-Гарганской золоторудной зоны и определить их минеральные типы.

Задачи исследований: 1) изучение минералого-геохимических особенностей золоторудных проявлений; 2) оценка условий их формирования; 3) определить геодинамическую и возрастную позицию золотого оруденения в регионе.

Научная новизна: проведенными исследованиями установлено, что в пределах изученной территории золотое оруденение принадлежит к двум разным минералого-геохимическим типам (золото-теллуридному и золото-висмутовому). Выявлены минеральные и геохимические особенности руд, в частности, установлено широкое распространение теллуридов (сильванит, петцит, гессит, мелонит, алтаит, теллуровисмутит, калаверит) в рудах Тисса-Сархойского узла, оценены возраст руд и метасоматитов и условия их формирования. В пределах Дибинского рудного узла впервые выделен золото-висмутовый тип оруденения, ранее неизвестный в Восточном Саяне. Показано, что золото-теллуридные проявления пространственно и хронологически ассоциируют с натровыми островодужными гранитоидами, а золото-висмутовые – с калиевыми гранитами раннепалеозойского аккреционно-коллизийного этапа развития региона.

Практическое значение работы. Результаты исследований вошли в основу хозяйственных отчетов: «Определение вещественного состава руд

и вмещающих пород, изучение геохимических особенностей формирования золотого оруденения» к отчету по прогнозно-поисковым работам ОАО «Сосновгео», в пределах Тисса-Сархойской площади (Восточный Саян), 2006 г.; «Определение вещественного состава руд и вмещающих пород, изучение геохимических особенностей формирования золотого оруденения» к проекту прогнозно-поисковых работ ОАО «Сосновгео» на золото в пределах Верхнеокинской площади (Восточный Саян), 2008 г. Результаты исследований могут быть использованы при металлогеническом анализе, а также для выявления промышленно значимых золоторудных объектов в регионе.

Основные защищаемые положения:

1. *Золотое оруденение Тисса-Сархойского рудного узла принадлежит к единому жильному золото-теллуридному типу минерализации, ассоциирующему с вулкано-плутоническими комплексами. Оно характеризуется однотипным минеральным составом метасоматитов и руд с преобладанием пирита, присутствием продуктивной золото-теллуридной минеральной ассоциации и Au-Te-Cu-Pb-Zn геохимической специализацией.*

2. *Золотое оруденение Дибинского рудного узла относится к новому для Боксон-Гарганской золоторудной зоны золото-висмутовому типу минерализации, отличающемуся комплексной Au-As-W-Mo-Ag-Pb-Zn-Sb геохимической специализацией, ассоциацией с калиево-натриевыми гранитоидами и присутствием пирит-арсенипиритовой и золото-висмут-сульфосольной продуктивных минеральных ассоциаций.*

3. *Золотое оруденение юго-восточной части Восточного Саяна формировалось в раннем палеозое в среднетемпературных и среднебарических условиях в тесной ассоциации с субдукционными гранитоидными комплексами в обстановках островных дуг (золото-теллуридный тип), аккреции и коллизии (золото-висмутный тип).*

Фактический материал. В основу работы положены материалы, собранные автором совместно с сотрудниками лаборатории геохимии ГИН СО РАН в период 2004–2010 годов. Выводы работы основаны на детальном изучении четырех золоторудных объектов.

Методика и методы исследований. Работа основана на методах регионального металлогенического анализа территорий, прежде всего, анализе пространственно-временных связей золотого оруденения с магматическими комплексами и его минералого-геохимической типизации. При полевых исследованиях проводилось детальное геологическое картирование, рядовое и крупнообъемное (вес пробы 15–25 кг) геохимическое опробование, необходимое для оценки концентраций благородных металлов. Для изучения распределения благородных металлов, а также элементов-примесей в породах и минералах, использовался комплекс аналитических исследований: стандартный силикатный анализ (ГИН СО РАН, аналитик

И.В.Боржонова); содержания элементов-примесей в породах определялись рентгено-флюоресцентным анализом (ГИН СО РАН, Б.Ж.Жалсараев); концентрации Au, Ag, Pt и Pd определялись химико-спектральным (ГИН СО РАН, А.Б.Куликова, А.А.Цыренова, Л.В.Митрофанова), пробирно-спектральным (Республиканский аналитический центр, И.Н.Рандина) методами. Отдельные зерна минералов анализировались с использованием сканирующего электронного микроскопа Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа «Inca-Energy» (Н.С.Карманов, Г.Н.Загузин) и электронного микронзонда MAP-3 (С.В.Канакин) в ГИН СО РАН. Изотопный состав S определялся в ДВГИ ДВО РАН (Т.А. Веливецкая), Rb и Sr – в ГИН СО РАН (В.Ф.Посохов). Радиологический возраст пород определялся К-Ar методом в СВКНИИ ДВО РАН (А.Д.Люскин, К.К.Новик, Н.М.Александрова) и Rb-Sr изохронным методом в ГИН СО РАН (В.Ф.Посохов).

Публикация и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 14 работ, в том числе 2 статьи в журналах списка ВАК.

Результаты исследований докладывались на ежегодных научных сессиях ГИН СО РАН (Улан-Удэ, 2007–2010); *всероссийских конференциях* (в том числе с иностранным участием): X Междунар. научн. симп. «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2006); «Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах» (Улан-Удэ, 2007); «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2009); «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований» (Москва, 2010); XI Петрограф. совещ. «Магматизм и метаморфизм в истории Земли» (Екатеринбург, 2010); «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья» (Улан-Удэ, 2010); *на региональных и молодежных научных конференциях*: XVI конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента» (Сыктывкар, 2007); XVIII молод. конф «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (Санкт-Петербург, 2007); III Межрегион. конф. «Научная молодежь Северо-Востоку России» (Магадан, 2010); V Сиб. междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2010).

Объем и структура работы: диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения. Общий объем работы 185 страниц машинописного текста, сопровождается 30 рисунками, 29 таблицами, а также списком литературы из 116 наименований.

Работа выполнена в лаборатории геохимии ГИН СО РАН, сначала под руководством д.г.-м.н. А.Г.Миронова (2004–2008), затем, в связи с его тяжелой болезнью, исследования продолжены под руководством чл.-корр.

РАН Н.А.Горячева (2008–2011). Автор выражает им глубокую признательность и благодарность.

В процессе работы автор получал консультации от чл.-корр. РАН И.В.Гордиенко, д.г.-м.н. А.Н.Булгатова, д.г.-м.н. А.В.Татарина, д.г.-м.н. А.Б.Кузьмичева, к.г.-м.н. Е.В.Кислова, В.Г.Скопинцева, П.А.Рощектаева. Всем указанным лицам автор выражает глубокую благодарность. Отдельную благодарность и признательность автор выражает к.г.-м.н. Б.Б.Дамдинову, который по существу явился первым наставником в начале нелегкого пути геолога-исследователя и с которым были проведены полевые и камеральные исследования.

Автор также благодарен коллективу аналитиков ГИН СО РАН за выполнение аналитических работ, а также геологам производственных организаций ОАО «Сосновгео» и ООО «Вертекс Инвест», а также главному геологу ООО «Хужир Энтерпрайз» – П.А.Рощектаеву, без которых могли бы не состояться полевые исследования

СОДЕРЖАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава 1. Состояние проблемы. Золото-теллуридный и золото-висмутовый типы в систематиках золотого оруденения

Проведенный анализ существующих классификаций золоторудных месторождений (Линдгрэнд, 1934; Захаров, 1953; Рожков, 1968; Тимофеевский, 1971; Петровская, 1973; Щербаков, 1977; Шило, 1985; Некрасов, 1988; Некрасов, 1991; Моисеенко, Эйриш, 1996; Константинов и др., 2000; Коробейников, 2006), с учетом характеристики наиболее типичных месторождений с золото-теллуридным и золото-висмутовым профилем оруденения показал, что эти золоторудные объекты хорошо изучены и имеют самостоятельное значение.

Вмещающими золото-теллуридное оруденение породами являются вулканоплутонические комплексы пород преимущественно среднего и кислого составов. Глубины формирования месторождений оцениваются как близповерхностные (до 1–1.5 км), температуры образования оцениваются на фоне общего понижения в интервале от 465°C до 70–100°C (месторождения Флоренсия, Кочбулак). Рудные тела золото-теллуридных месторождений морфологически представлены в основном жилами, реже штокверковым и вкрапленными рудами. По классификации Н.В.Петровской (1973), руды, как правило, убогосульфидные. Основным рудным минералом в месторождениях является пирит, халькопирит, в меньшей мере сфалерит, галенит и блеклые руды. Теллуридные минералы, представленные теллуридами Au, Ag, Pb, Fe, Ni и др., являются важными, а часто главными концентраторами золота в рудах многих месторождений, по времени формирования они относятся к наиболее поздним минералам.

Самородное золото, как правило, средней пробы, находится в самородном виде, но большей частью в составе теллуридных минералов. Особенности таких месторождений – это высокое золото-серебряное отношение (от 10:1 до 1:1) и значительные концентрации теллура, на основании чего их выделяют в качестве золото-теллуридного геохимического типа (Константинов, 1984).

Месторождения с золото-висмутовой минерализацией приурочены к эндоконтактовым частям гранитоидных массивов, с поясами малых интрузий и даек. Рудные тела морфологически представлены преимущественно кварцевыми жилами, по классификации Н.В.Петровской (1973) – умеренно-сульфидные. Основными рудными минералами являются арсенопирит, леллингит, пирротин, висмутин, в меньшей степени пирит, сфалерит, галенит, блеклые руды. Самородное золото средней высокой пробы. Для этого типа месторождений характерно преобладание мышьяковистого арсенопирита и присутствие продуктивных золото-сульфо-теллуридно-висмутовых и золото-сульфовисмутидовых парагенезисов (Горячев, Гамянин, 2006).

Анализ рассмотренных примеров золоторудных месторождений с золото-теллуридного и золото-висмутового типов оруденения показывает определенные различия в их геодинамической позиции. Так, золото-теллуридные месторождения характерны для разновозрастных островных дуг и активных континентальных окраин (Щепотьев и др., 1989), а также отмечаются во внутриконтинентальных рифтогенных зонах (Крипл-Крик). Месторождения с золото-висмутовым профилем оруденения обнаруживают генетическую связь с аккреционно-коллизийными гранитоидами.

Глава 2. Структурно-геологическая характеристика юго-восточной части Восточного Саяна

Применительно к юго-восточной части Восточного Саяна, геологическая история развития которого характеризуется сложностью и многоэтапностью, проявившейся в существовании разнообразных вулканических островных дуг и аккреционно-коллизийных гранитов (Геология и рудоносность..., 1989; Гордиенко, 2006), до сих пор многие вопросы геологического строения остаются дискуссионными. Однако наиболее обобщенными нам представляются результаты исследований Н.Л.Добрецова и др. (1985; Геология и рудоносность..., 1989), И.В.Гордиенко (1987, 2006), А.А.Федотовой и Е.В.Хаина (2002), а также А.Б.Кузьмичева (2004). В настоящее время в юго-восточной части Восточного Саяна выделяется несколько основных тектонических единиц сложного строения: выходы кристаллического фундамента (цоколя) Тувино-Монгольского микроконтинента, Ильчирский, Тункинский, Верхнеонотский, Окинский, Боксон-

ский и Сархойский тектонические покровы (рис. 1) (Добрецов и др., 1989; Федотова, Хаин, 2002).

Выходы кристаллического фундамента, традиционно именуемыми «глыбами», представлены Гарганской и Шутхулайской, а также Хара-Тологойский блок метаморфических пород. Они сложены архейскими гнейсогранитовыми комплексами, включающими плагиогнейсы, биотит-гранатовые, амфиболовые, клинопироксеновые и гранат-клинопироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсограниты. В последних присутствуют реликты метаморфических пород: гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев (Авдонцев, 1967; Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989). Известные датировки этих пород лежат в интервале 683–3240 млн лет (Докембрий..., 1964; Актанов и др., 1991; Хаин и др., 1995). Эти метаморфические комплексы со стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями иркутской (известняки и доломиты) и ильчирской (оспинской) свит, образующими чехол Гарганского микроконтинента (Геология и метаморфизм..., 1988). Разрез чехла Гарганского микроконтинента в целом амагматичен и интерпретируется как шельфовый комплекс пассивной континентальной окраины (Кузьмичев, 2004).

Ильчирский покров, сложенный породами ильчирской свиты – сланцевыми, карбонатно- и вулканогенно-сланцевыми, черносланцевыми и зеленосланцевыми толщами с олистостромовыми пачками (Добрецов и др., 1985; Геология и рудоносность..., 1989), рассматривается как самостоятельная тектоническая единица, обрамляющая Гарганскую глыбу с севера и юго-востока (Федотова, Хаин, 2002).

Тункинский покров картируется как пластовое тело, сложенное барунгольской (уртагольской) и толтинской свитами ордовика-силура, представленных вулканитами островодужного типа, иногда с мелкими телами гипербазитов, карбонатно-туфовыми и кремнисто-карбонатными отложениями, сложно сочетающимися друг с другом. Все отложения Тункинского покрова подверглись региональному зональному метаморфизму (Геология и рудоносность..., 1989).

Верхнеонотский покров представлен породами офиолитовой ассоциации, выходы которого образуют 2 прерывистых пояса, обрамляющих с 3 сторон Гарганскую глыбу. Останцы покрова присутствуют также и на самой глыбе. Офиолиты детально изучены Н.Л.Добрецовым, Е.В.Скляровым и их коллегами, доказавшими, что они формировались в обстановке юной островной дуги (Добрецов, Зоненшайн, 1985; Добрецов и др., 1985). Следует отметить, что, по данным Э.Г.Конникова с соавт. (1985, 1987), А.Г.Миронова (1999) и С.М.Жмодика (2008), все члены офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габбро и породы даек) обладают повышенной золотоносностью.

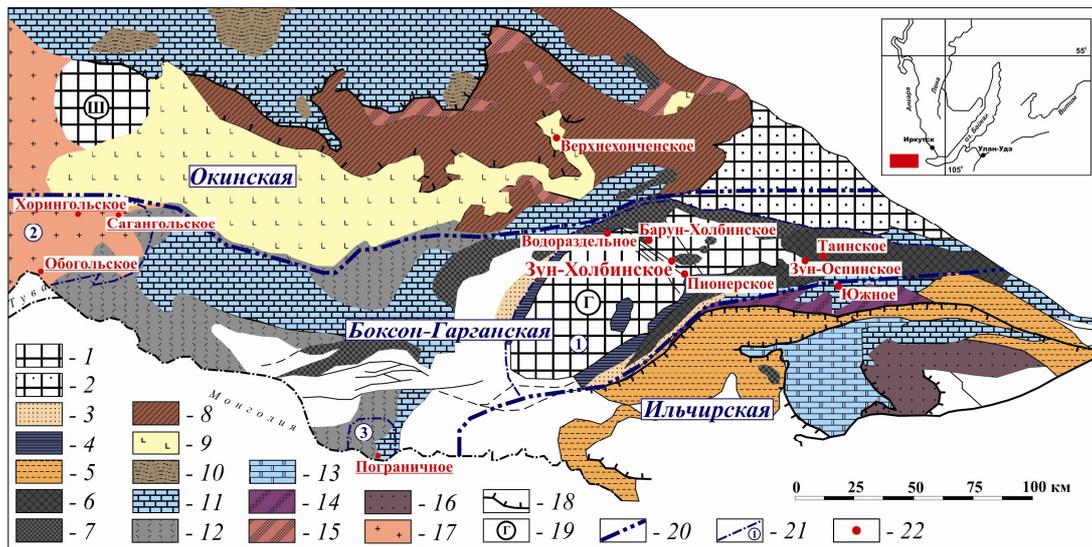


Рис 1. Тектоническая карта и золотоносность юго-восточной части Восточного Саяна (составлена по: Геология и рудоносность..., 1989; с дополнениями по: Федотова, Хаин, 2002)

Условные обозначения: 1 – доколь микроконтинента; 2 – докембрийские метаморфические блоки на окраине Сибирской платформы; Ильчирский покров; 3 – отложения ильчирской свиты, 4 – кремнисто-известняковая толща; Тункинский покров: 5 – осадочно-вулканогенная формация; Верхнеонотский покров: 6 – ультрабазиты, 7 – базиты; Окинский покров: 8 – флишиодная формация, 9 – глаукофансланцевая толща; Боксонский покров: 10 – терригенная часть, 11 – карбонатные породы; Сархойский покров: 12 – вулканогенно-терригенные отложения; 13 – известняки (араошейская толща); 14 – молласоидные образования сагансайской свиты; 15 – олигостромовые горизонты; 16 – конгломерато-песчано-сланцевая толща; 17 – гранитоиды (таннуольский комплекс); 18 – надвиги; 19 – глыбы: Г – Гарганская, Ш – Шутхулайская, Х – Хара-Тологойский блок; 20 – границы металлогенических зон; 21 – границы рудных районов и узлов: 1 – Гарганский рудный район, 2 – Тисса-Сархойский рудный узел, 3 – Дибинский рудный узел; 22 – золоторудные проявления и месторождения (подчеркнуты рудопоявления изученные автором).

Окинский покров сопоставляется с выходами пород одноименной серии. Структура выделялась разными исследователями и долгое время являлась предметом дискуссии (Арсентьев, 1960; Катюха, Рогачев, 1983; Добрецов, 1985; Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989). Разногласия в интерпретации разреза окинской серии вызваны тем, что она не является обычным стратиграфическим подразделением, а представляет собой «тектонический меланж», состоящий из пород, формировавшихся в разной обстановке. В его «разрезе» выделяют: 1) нижнюю флишеидную толщу - автохтон; 2) эффузивно-осадочную толщу, сложенную офиолитами и вулканитами среднего и основного состава; 3) пестроцветную эффузивно-осадочную (олистоstroma?), в подошве Боксонского покрова. А.Б.Кузьмичев (2004) выходы пород окинской серии интерпретирует как комплекс аккреционной призмы, окаймляющий с севера и запада Тувино-Монгольский континентальный блок.

Боксонский покров сопоставляется с выходами карбонатных пород одноименной серии венда-нижнего кембрия. В составе серии выделено несколько свит (снизу вверх): забитская (доломитовая); табинзуртинская (графитисто-бокситовая, частично доломитовая), хужиртайская (известняковая), а также свиты, выделенные на основании биостратиграфических находок – нюргатинская (отложения ленского надъяруса нижнего кембрия) и хютенская (амгинский надъярус среднего кембрия). При этом остался дискуссионным вопрос о характере нижней границы боксонской серии (Геология и метаморфизм..., 1988). По мнению А.Б.Кузьмичева (2004), карбонатные породы боксонской серии представляют собой венд-кембрийский чехол всего Тувино-Монгольского тектонического блока.

Сархойский покров по своему объему соответствует выходам пород сархойской серии. Покров сложен 3 тектоническими пластинами: осадочной, вулканогенно-осадочной и вулканогенной (Федотова, Хаин, 2002). На западе района шире распространены вулканогенные толщи, на востоке – вулканогенно-осадочные (Федотова, Хаин, 1997). В этом же направлении изменяется и состав вулканитов: андезитовые порфириты по латерали сменяются риолитовыми порфиритами (Гордиенко, 1987). Нижняя тектоническая пластина Сархойского покрова залегает на разных горизонтах и пачках преимущественно сланцевых пород Верхнеонотского покрова, на породах серпентинитового меланжа (Федотова, Хаин, 2002). О возрасте вулканических комплексов нет единого мнения. Одни исследователи полагают, что ее деятельность завершилась не ранее начала ордовика (Федотова, Хаин, 2002; Геология и метаморфизм..., 1988), другие – полагают ее довендский возраст с датами 805–770 млн лет (Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2010).

Среди интрузивных комплексов, распространенных в регионе, известны как позднерифейские, так и палеозойские (Гордиенко, 1977, 1987; Гор-

диенко и др., 1978; Хаин и др., 1995; Кузьмичев и др., 2000; Кузьмичев, 2004).

Хойтоокинский комплекс пород основного состава представлен раннепалеозойскими габброидными интрузиями, тяготеющими к зонам крупных разломов (Гордиенко, 1989).

Средне- и позднепротерозойские гранитоидные комплексы представлены саянским, урикским и сумсунурским интрузивными комплексами (Гордиенко, 1989). Самый известный из них сумсунурский комплекс ранее датировался ранним палеозоем, однако типовые массивы его сейчас датированы рифеем (785–800 млн лет – Кузьмичев, 2004). Комплекс сложен тоналитами, в меньшей степени кварцевыми диоритами и плагиогранитами, прорывающими кристаллический цоколь Гарганской глыбы, сланцево-карбонатный платформенный чехол и шарьированные на него офиолиты.

Наиболее широко и полно в юго-восточной части Восточного Саяна развит *каледонский интрузивный магматизм*. Он связан с аккреционно-коллизийными событиями, которые на протяжении всего палеозоя неоднократно возникали в этом регионе (Гордиенко, 1989). Нижнепалеозойские гранитоиды представлены широко распространенным средне-верхнекембрийским таннуольским тоналит-гранодиоритовым и более поздним ордовик-силурийским сархойским гранодиорит-гранитным комплексами.

Таннуольский комплекс развит в северо-западной части юго-восточной части Восточного Саяна в виде группы массивов, в меньшей степени в южной части. Массивы размещены главным образом в метаморфизованных терригенных породах дибинской свиты, реже прорывают отложения сархойской серии и забитской свиты. Интрузии комплекса в большинстве своем дискордантны, представляют собой вытянутые вдоль разрывных нарушений линзо- и штокообразные тела. Массивы сложены в основном гранодиоритами (адамеллитами) и тоналитами, в подчиненном количестве находятся кварцевые диориты и диориты. По составу они все существенно натровые. Тоналит-гранодиоритовые интрузивы сопровождаются дайками микродиоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, плагиопорфиров, гранит-порфиров (Гордиенко, 1989). Возраст интрузивных образований оценивается как средне-верхнекембрийский, основанный главным образом на соотношении с вмещающими породами (Добрецов и др., 1989).

Сархойский комплекс сложен средне- крупнозернистыми, часто порфировидными, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, реже аляскитами и граносиенитами с широко проявленной дайковой серией пегматитов, аплитов, гранитов и гранит-порфиров (Гордиенко, 1989). Для них характерно преобладание оксида калия над оксидом натрия. Гранитоиды этого комплекса прорывают метаморфические и магматические образования протерозоя, венда и кембрия, тяготея к субширотным и севе-

ро-западным разломам (Митрофанов, 1962; Гордиенко, 1989, Кузьмичев, 2004). Некоторые массивы являются гетерогенными. Гранитоиды комплекса датированы 486–450 млн лет (U-Pb метод) (Кузьмичев, 2004; Руднев, 2010).

В рассматриваемом регионе также широко распространены более молодые посторогенные интрузии субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, объединяемых в огнитский комплекс.

Несмотря на, казалось бы, достаточно хорошую изученность магматических комплексов юго-восточной части Восточного Саяна все еще остается некоторая неопределенность при отнесении гранитоидных массивов к тому или иному комплексу.

В целом, истории геологического развития юго-восточной Восточного Саяна уверенно выделяется несколько основных этапов (стадий) геологического развития региона: океанический (древнее 800 млн лет); островодужный (800–600 млн лет); аккреции островных дуг (600–450 млн лет) к окраине Сибирского кратона с образованием орогенных гранитов.

При анализе распространения золоторудной минерализации отмечается определенная пространственно-временная ее ассоциация с некоторыми интрузивными комплексами. Так, в гнейсо-гранитах Гарганской глыбы локализованы Пионерское и Барун-Холбинское золоторудные месторождения; в штоке гранодиоритов и плагиогранитов неясной формационной принадлежности (датирован в 670 ± 19 млн лет, Rb-Sr метод) локализовано Таинское месторождение; к интрузивным образованиям таннуольского комплекса приурочено Коневинское золоторудное месторождение, а также рудопроявление Туманное.

Эти месторождения, в совокупности с изученными, образуют Окинскую, Боксон-Гарганскую и Ильчирскую металлогенические зоны (см. рис. 1) (Геология и рудоносность..., 1989; Золото Бурятии, 2004).

В состав **Окинской зоны** золото-редкометалльно-олово-вольфрамуранового металлогенического профиля, занимающей северную и западную части территории, входят объекты золото-кварц-сульфидного (Верхнехонченское рудопроявление) и золото-кварцевого (месторождение Коневинское, рудопроявление Туманное) оруденения, ассоциирующего с таннуольскими гранитоидами.

Боксон-Гарганская металлогеническая зона является наиболее значимой и изученной на рудное золото (Геология и рудоносность..., 1989; Миронов и др., 1999; Золото Бурятии, 2004 и пр.) зоной. На западе в верховьях рек Сархой и Тиссы выделяется Тисса-Сархойский золоторудный узел; в юго-западной, в верховьях рек Диб и Уха-Гола – Дибинский рудный узел; в средней – Гарганский рудный район (см. рис. 1). Каждая зона состоит из нескольких рудных полей и узлов. Кроме золоторудных зон, на

юго-востоке выделяется Оспинский рудный узел, включающий в себя месторождения Зун-Оспинское и Таинское, а также ряд рудопроявлений.

Наиболее золотопродуктивным из всех зон Гарганский рудный район, в составе которого известны промышленные месторождения так называемой «холбинской» группы – Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Пионерское (Мионов, Жмодик, 1999; Золото Бурятии, 2004).

Ильчирская металлогеническая зона состоит из Уртагольской и Сагансайрской золоторудных зон, включающих в себе ряд рудопроявлений (Толтинское, Ихесарамское, Тункунурское, Хойто-Ожогское, Восточное, Хойто-Омолонское, Скалистое, Шумакское, Южное и Барунгольское) (Золото Бурятии, 2004).

Основными рудными минералами на месторождениях выступают пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит и разнообразные блеклые руды, реже арсенопирит. Кроме того, в составе рудных минеральных ассоциаций некоторых месторождений отмечается теллуридная минерализация (гессит, петцит, алтаит), тесно ассоциирующая с самородным золотом (Зун-Холбинское, Пионерское, Таинское и др.). Что касается висмутовой минерализации, то она встречается редко, и представлена в основном самородным висмутом, висмутином, верлитом (рудопроявления Туманное, Южное, Таинское) и не имеет самостоятельного значения.

В юго-восточной части Восточного Саяна выделены разнообразные типы золотой минерализации: кварц-пирит-пирротиновый, кварц-пирит-теллуристый, кварц-полиметаллический, кварц-карбонат-блеклорудный, олово-золото(ртуть)-платинометалльный (Жмодик и др., 1998; Мионов, Жмодик, 1999; Мионов и др., 1999); золото-ртутный и золото-серебряный в терригенно-карбонатных толщах (Айриянц и др., 2002); золото-порфиновый в малых интрузиях диорит-плагиогранитного состава (Мионов и др., 2001; Жмодик и др., 2004).

Золото-теллуридная минерализация в регионе известна в рудах Пионерского месторождения с 1959 г. (Громова, 1959). Теллуридные минералы, тесно ассоциирующие с пиритом, были установлены и в других золоторудных месторождениях, прежде всего на Зун-Холбинском, где они отлагались на ранних этапах рудообразования. В незначительных количествах они найдены на Зун-Оспинском, Таинском золоторудных месторождениях, где представлены преимущественно гесситом, в меньшей степени верлитом. Однако в качестве самостоятельного типа оруденения золото-теллуридная минерализация не выделялась, теллуриды Au, Ag, Pb, Ni, Bi констатировались в составе поздних минералов руд ряда месторождений, которые иногда называли золото-теллуридными (Кныш, 1987). Примечательной особенностью всех этих месторождений является широкое распространение в рудах ранней кварц-пиритовой ассоциации. В последние годы нашими исследованиями теллуридная минерализация была установ-

лена и на западном фланге Боксон-Гарганской металлогенической зоны в пределах Тисса-Сархойского золоторудного узла (Дамдинов и др., 2007).

Висмутовая минерализация впервые была выявлена в составе кварц-сульфидных жил рудопроявления Туманное в 1967 г., впоследствии самородный висмут был установлен в составе рудных тел рудопроявления Южное (Золото Бурятии, 2004). Также висмутовая минерализация в резко подчиненном значении была выявлена на Таинском и Коневином месторождениях (Миронов и др., 2001; Жмодик и др., 2006). Нами в исследуемом регионе впервые была установлена висмутовая минерализация, играющая важную роль и тесно ассоциирующая с самородным золотом в рудных телах золоторудного проявления Пограничное (Дамдинов и др., 2009).

Таким образом, разнообразие типов золотой минерализации и ее состава обусловлено сложностью геологического развития региона. Сочетание разнообразных тектонических процессов в рифее – раннем палеозое обусловило значительную сложность геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна (соприкосновение в разрезах, представляющих собой пакеты тектонических чешуй разновозрастных и разнофациальных образований, имеющих различную геодинамическую специфику). Это в определенной степени осложняет геодинамическую интерпретацию позиции золотого оруденения. По мнению С.М.Жмодика с соавт. (2008), в результате последовательно сменяющихся геологических обстановок произошло также преобразование и уничтожение первичных руд и появление разнообразной жильной и метасоматической золоторудной минерализации, что наиболее ярко проявилось на Зун-Холбинском месторождении. Эти процессы также привели к затушевыванию роли золото-теллуридной минерализации в общем составе руд отдельных месторождений.

Глава 3. Характеристика изученных рудных объектов

Изученные нами рудопроявления входят в состав Тисса-Сархойского (Хорингольское, Сагангольское и Обогольское) и Дибинского (Пограничное) золоторудных узлов (далее – ТСРУ и ДРУ соответственно). Это типично жильные месторождения, представленные как полого (Хорингольское), так и крутопадающими (Сагангольское и Обогольское) кварцевыми жилами мощностью до 1 м и протяженностью в первые сотни метров, реже жильно-прожилковыми зонами штокверкового типа (Пограничное). Они локализованы либо в натриевых гранитоидах таннуольского и хойтоокинского комплексов, реже в эффузивах сархойской серии (ТСРУ), либо в калиево-натриевых гранитоидах сархойского комплекса и окружающих их роговиках (ДРУ) (рис. 2, а-г).

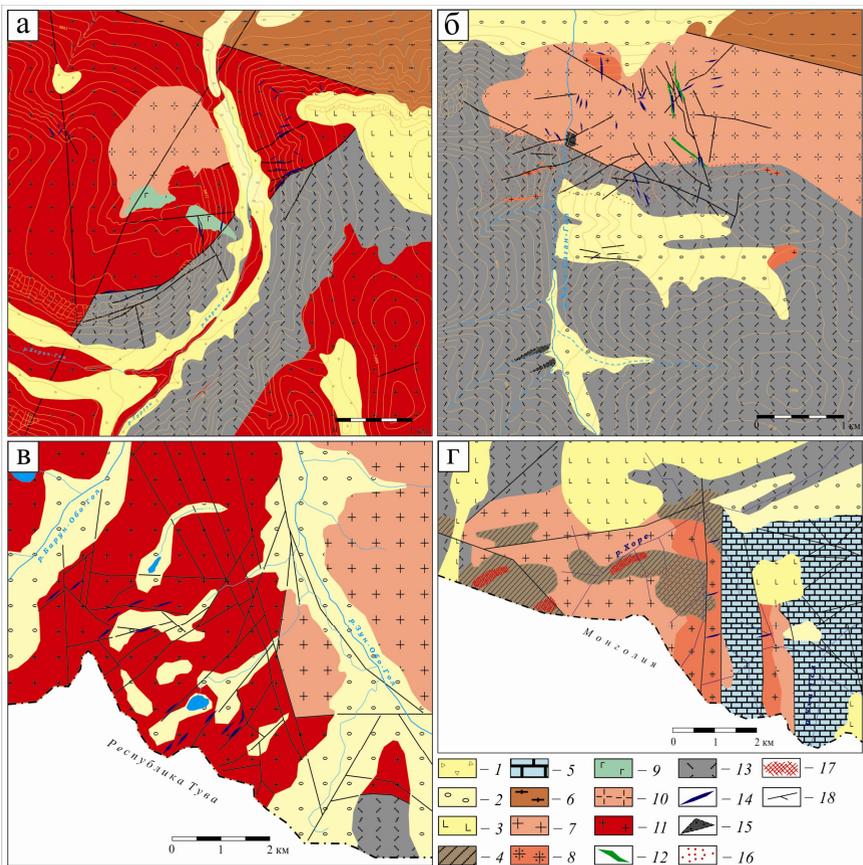


Рис. 2. Геологические схематические карты изученных рудопоявлений Тисса-Сархойского (а – Хорингольское, б – Сагандольское, в – Обогольское рудопоявления) и Дибинского (г – Пограничное рудопоявление) рудных узлов

Условные обозначения: 1 – отложения конусов выноса и нижних частей склонов (Q_{IV}) – валуны, щебень, суглинки; 2 – аллювиальные и водно-ледниковые отложения: валуны, галька, пески (Q_{IV}); 3 – оливиновые базальты (N_{II-QI}); *дибинская свита* (PZ_2); 4 – песчаники, сланцы, алевролиты; *мангатольская свита* (PZ_{1-2}); 5 – доломиты, известняки, конгломераты; *окинская серия* (PZ_1); 6 – кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, эпидот-хлоритовые сланцы; *сархойский гранодиорит-гранитный комплекс* (ϵ_3-O); 7 – граниты, гранодиориты; 8 – грейзены, грейзенизированные граниты; *таннуольский тоналит-гранодиоритовый комплекс* (ϵ_{2-3}); 9 – габбро, кварцевые габбро; 10 – плагиограниты биотитовые крупнозернистые, порфириовидные; 11 – плагиограниты среднезернистые гнейсовидные биотитовые, биотит-амфиболовые, 12 – дайки габбро-диоритов; *сархойская серия* (R_3-V); 13 – андезиты, дациты, риолиты, кварцевые порфиры, туфы, туфопесчаники; 14 – золоторудные кварцевые жилы (вне масштаба); 15 – зоны сульфидизации (пиритизации); 16 – зоны ороговивания; 17 – зоны гранатизации; 18 – тектонические нарушения.

Метасоматиты, сопутствующие жилам, представлены рудоносными безрезитами, редко листовитами (ТСРУ), либо переходными фациями от березитов к грейzenам (ДРУ). Руды малосульфидные – 1–5 %.

Для руд **Сагангольского, Хорингольского и Обоогольского** проявлений ТСРУ характерно широкое распространение пирит-полисульфидной минеральной ассоциации, в которой главную роль играет пирит и спорадически сфалерит (1–4 % Fe), галенит, халькопирит, очень редко киноварь. Все минералы не содержат примесей (микрозонд). Изотопный состав серы пирита близок к нулевому (табл. 1), что характерно для ее ювенильного происхождения. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами (анкерит, доломит, кальцит) и серицитом. Особое место среди рудной минерализации занимает широкий комплекс теллуридных и теллур-содержащих минералов, постоянно в них встречающихся и образующих позднюю парагенетическую ассоциацию с самородным золотом (рис. 3). Они наблюдаются обычно в микроскопических включениях, часто приуроченных к микротрещинкам в кварце и пирите. Среди теллуридов преобладают теллуриды золота и серебра (петцит, гессит, калаверит, сивланит), заметно реже встречаются алтаит, мелонит, совсем редко – теллуровисмутит. Следует отметить некоторую обогащенность минералами висмута отдельных жил Обоогольского рудопроявления, локализованного в таннуольских гранитах недалеко от их контакта с гранитами сархойского комплекса.

Таблица 1. *Изотопные составы серы сульфидных минералов изученных рудных объектов*

Рудопроявление	№ пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Описание
Хорингольское	Хр-80	-2.1	Пирит из кварцевых жил
– // –	Хр-29	1.1	Пирит из березитов
Сагангольское	Бс-3	-3.2	Пирит из кварцевых жил
– // –	К-4238	-2.5	– // –
– // –	Бс-35	1.2	Пирит из листовитизированных пород
– // –	Бс-80	-2.9	Пирит из сульфидизированных гранитов
Пограничное	Пг-19	7.6	Пирит из кварцевых жил
– // –	Пг-338	7.4	– // –
– // –	Пг-25	6.9	Арсенопирит из кварцевых жил
– // –	Пг-79	6.8	– // –
– // –	Пг-435	4.9	– // –

Примечание. Определение изотопного состава серы проводилось в ДВГИ ДВО РАН (аналитики – А.В.Игнатьев, Т.А.Веливецкая).

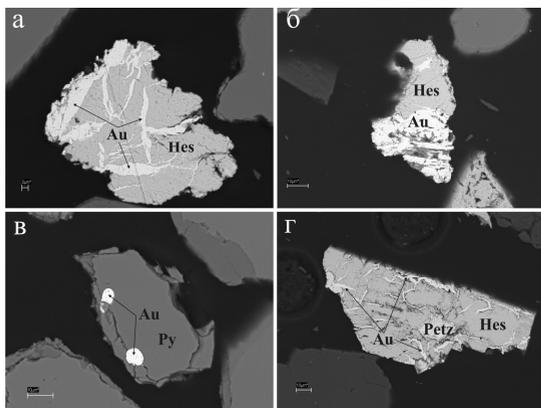


Рис. 3. Характер выделений самородного золота и теллуридных минералов

Хорингольское рудопоявление: а – прожилки самородного золота (Au) в гессите (Hes); сростание самородного золота (Au) с гесситом (Hes);

Сагангольское рудопоявление: в – включения самородного золота (Au) в пирите (Py); г – ассоциация самородного золота (Au), петцита (Petz) и гессита (Hes).

Пробность самородного золота варьирует в относительно широких пределах, часто изменяясь в пределах одного зерна от 788 до 999 ‰. Содержание золота в жильных рудах колеблется от долей г/т до 52 г/т, а в метасоматитах обычно менее 5 г/т.

Золото-серебряное отношение обычно более 5. Минеральный состав руд определяет и их геохимическую специфику (табл. 2), выразившуюся в относительно повышенных концентрациях Cu, Pb, Zn, Ag, Te. Установлено, что концентрации теллура максимальны в пробах с содержаниями золота более 5 г/т. В отдельных пробах его содержания достигают 140 г/т (Сагангольское). Иных зависимостей не выявлено.

Изученное рудопоявление **Пограничное** главный объект ДРУ обладает иными минералого-геохимическими характеристиками. Прежде всего в составе ранних ассоциаций руд преобладает арсенопирит (31–33 ат. % As), образующий вкрапленность в грейзеноподобных метасоматитах в ассоциации с кварцем и мусковитом, и гнезда (до нескольких см) в кварце жил и прожилков. Количество его составляет 1–3 % от общего минерального состава руд и более 70 % среди рудных минералов. С ним тесно ассоциирует беспримесный пирит. Изотопный состав серы пирита и арсенопирита оказался близок и заметно более тяжелым (см. табл. 1), чем для рудопоявлений ТСРУ, что позволяет предполагать ее иной источник, возможно, в связи с карбонатными породами Боксонского покрова.

На эту ассоциацию накладывается пирит-полиметаллическая ассоциация. В ее составе широко распространены галенит и сфалерит (1–3.1 % Fe и 0.7–1.3 % Cd). Пирит второй генерации содержит постоянную примесь As (1–3 %).

Таблица 2. Содержания рудообразующих элементов в гранитах, околосильных метасоматитах и кварцевых жилах изученных рудных объектов (г/т)

Порода	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Bi	W	Mo	Ag	As	Sb	Te
Хорингольское												
Граниты (17)	10.4	н.о.	44	11.9	36.9	–	–	0.3	–	–	1	–
Березиты (27)	9	н.о.	69.6	13.5	33	–	–	0.6	0.5	–	1.5	0.2
Кварцевые жилы (20)	5.3	н.о.	82	<u>626.9</u>	<u>391.4</u>	9.5	–	3.1	2.9	2.6	5.1	<u>4.9</u>
Сагангольское												
Граниты (28)	1.7	н.о.	14.7	8.3	24.8	–	–	0.08	–	1.5	0.5	–
Березиты (14)	4.4	н.о.	21.6	69.3	28.1	–	–	0.07	0.2	–	0.4	–
Листвениты (21)	158.7	37.5	17.6	8.5	63.3	–	–	0.09	0.7	1.3	0.5	<u>9.2</u>
Кварцевые жилы (22)	2.6	н.о.	64.5	15.3	42.1	–	–	8.2	3.1	2.9	2.1	<u>3.4</u>
Обогольское												
Граниты (11)	–	н.о.	–	4.2	47.5	–	н.о.	–	–	2.2	0.3	–
Березиты (14)	–	н.о.	55.9	4.7	50.8	2.2	–	9.7	6.11	1.7	0.4	<u>12.1</u>
Кварцевые жилы (23)	–	н.о.	<u>224.1</u>	4	45.3	13.7	3.7	<u>16.7</u>	5.3	2.2	–	<u>36.9</u>
Пограничное												
Граниты (31)	3.3	0.3	15.7	31.2	31	–	7.5	1.6	0.09	77.3	2.2	–
Аплиты (7)	8.8	11.6	37.6	41.6	32	0.6	8	1.1	0.4	85.4	1.8	–
Грейзены (36)	3.8	0.1	43.3	<u>417.1</u>	<u>244.8</u>	2.6	19.8	5.4	10.4	<u>2681.5</u>	<u>189.2</u>	–
Кварцевые жилы (40)	10.6	5.2	65.3	<u>1046.4</u>	<u>458.4</u>	<u>116.5</u>	<u>154.5</u>	<u>22.5</u>	6.8	<u>6028.5</u>	<u>318.7</u>	0.7

Примечание. В скобках указано количество проб; в кварцевых жилах рудопроявления Обоогольское содержания W определялся в 6 пробах; в кварцевых жилах рудопроявления Пограничное содержания Ni, Co, Zn и W определены по 29 пробам; прочерк – элемент ниже предела обнаружения; н.о. – элемент не определялся. Пределы обнаружения элементов рентгеноспектрального анализа (г/т): Ni – 1500, Cu – 120, Bi – 50, W – 100, Mo – 1.5, Ag – 0.6, As – 10, Sb – 2, Te – 3.

Примечательной особенностью данной ассоциации является присутствие в ее составе свинцово-сурьмяных сульфосолей (буланжерит и Виджемсонит) и блеклой руды (Ag-тетраэдрит с 5.1–6.9 % Ag). В отдельных местах жил они образуют спорадические скопления до 1–2 % в объеме. Другая примечательная особенность – это наличие в рудах ассоциации висмутовых минералов (самородный висмут, висмутин, лиллианит), образующих изолированные зерна в кварце или среди мусковита, иногда в ассоциации с молибденитом, локализуясь среди его чешуек.

Спецификой состава минералов висмута является постоянное присутствие в них примеси Sb. Золото наблюдается только в протолочках проб с висмутовыми минералами, однако сростаний с ним не установлено. Самородное золото имеет пробность от 710 до 1000 %.

Пробность самородного золота варьирует в относительно широких пределах, часто изменяясь в пределах одного зерна от 788 до 999 %. Содержание золота в жильных рудах колеблется от долей г/т до 52 г/т, а в метасоматитах обычно менее 5 г/т.

Содержания золота в рудах весьма невысокие и колеблются, по нашим данным, от сотых долей до 2 г/т, по данным поисковых работ, они достигают 12.3 г/т. В рудах повышены содержания As, Bi, Sb, W, Mo, Ag, Pb, Zn (см. табл. 2), с максимальными (г/т): As – 6028.5; Sb – 318; Bi – 116.5, причем пробы, содержащие повышенные содержания Au, всегда обогащены Bi. Это подтвердил и корреляционный анализ, показавший значимую положительную связь Au с Bi, а Ag с Sb, Pb и Zn, что наряду с минералогическими наблюдениями и данными табл. 2 позволяет предполагать их отложение в разное время.

Таким образом, золотое оруденение Тисса-Сархойского рудного узла принадлежит к единому жильному золото-теллуричному типу минерализации. Оно характеризуется однотипным минеральным составом метасоматитов и руд, с преобладанием пирита, присутствием продуктивной золото-теллуридной минеральной ассоциации и Au-Te-Cu-Pb-Zn геохимической специализацией. По этим признакам золотое оруденение изученных объектов нами сопоставляется с Пионерским месторождением Урик-Китойского рудного узла, что позволяет говорить о его региональном значении. Золотое оруденение Дибинского рудного узла относится к новому для Боксон-Гарганской золоторудной зоны золото-висмутовому типу минерализации, отличающемуся комплексной Au-As-W-Mo-Ag-Pb-Zn-Sb геохимической специализацией и присутствием пирит-арсенипиритовой и золото-висмут-сульфосолевой продуктивных минеральных ассоциаций. Не исключено, что оно может оказаться более распространенным, поскольку подобное оруденение известно в пределах Первомайского штоковерка Джидинского вольфрамового месторождения. В целом по минеральному составу руды Пограничного рудопроявления во многом похожи на

мезозойские месторождения Восточного Забайкалья, характеризующиеся сочетанием сульфантимонитов и сульфовисмутитов, повышенным фоном молибдена и вольфрама (Спиридонов и др., 2006).

Глава 4. Условия формирования золотого оруденения изученных рудных объектов

В результате позднепротерозойских – раннепалеозойских тектонических событий в рассматриваемом регионе наблюдается непосредственное соседство карбонатных, терригенных и вулканогенно-терригенных формаций, сформировавшихся при различных палеогеодинамических режимах. Все охарактеризованные выше тектонические покровы были прорваны раннепалеозойскими интрузивными комплексами, нередко несущими продуктивную золотую минерализацию. В геодинамической эволюции поздних байкалид и палеозойд, согласно И.В.Гордиенко (2006), выделяется раннекаледонский этап, который является одним из важных эпизодов в формировании палеозойд рассматриваемого региона. В этот этап формировались спрединговые зоны СОХ, островные дуги (Кузнецко-Алатауская, Таннуольско-Хамсаринская и др.) с протяженными зонами субдукции. В юго-восточной части Восточного Саяна результатом указанных событий явилось широкое распространение в регионе вулканоплутонических ассоциаций, представленных как собственно вулканогенными (сархойская и хамсаринская серии), так и интрузивными (таннуольский комплекс) образованиями. В аккреционно-коллизийный этап (530–450) существование позднерифейско-венд-раннекембрийских островных дуг Палеоазиатского океана завершается мощными аккреционно-коллизийными процессами сжатия и скучивания в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы. В это время произошло образование аккреционно-коллизийных гранитов и высокотемпературного зонального метаморфизма амфиболитовой фации. Эти события послужили фоном, на котором формировалось золотое оруденение. Здесь уместно отметить существующие сложности в интерпретации охарактеризованных в главах 2 и 3 магматических комплексов, которые часто находятся в тектонических соотношениях друг с другом и которые в силу этого, а также определенного петрографического сходства, однозначно отнести к тому или иному комплексу затруднительно. Поэтому справедливо мнение о гетерогенности сархойского вулканического и таннуольского интрузивного комплексов (Геология и рудоносность..., 1989; Руднев, 2010).

Вмещающий золотое оруденение Хорингольского, Сагангольского и Оболюнского золоторудных проявлений таннуольский интрузивный комплекс был выделен в регионе на основании сходства с интрузивными образованиями Восточной Тувы. Палеозойский возраст гранитов юго-восточной части Восточного Саяна основывался главным образом на гео-

логических данных (Геология и рудоносность...,1989). Исследованиями С.Н.Руднева (2010) интрузивных образований Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов Восточной Тувы, ранее рассматривавшиеся в качестве эталона раннекембрийского таннуольского комплекса, показано, что они имеют *полихронное* происхождение. Формирование интрузивных ассоциаций происходило в возрастном диапазоне 570–450 млн лет, отражая закономерную смену геодинамических обстановок от *островодужной* (570–520 млн лет) к *аккреционно-коллизонной* (510–450 млн лет).

Сархойский массив, вмещающий изученные нами золоторудные проявления – Хорингольское, Сагангольское и Обогольское, с учетом вышеизложенного, а также наших данных, сложен в пределах Обогольского рудопроявления как натриевыми таннуольскими, так и типично сархойскими калиево-натриевыми гранитоидами, близкими по составу к гранитам Пограничного рудопроявления.

Для того чтобы оценить возраст гранитоидов и пространственно ассоциированного с ними оруденения, нами было проведено изотопно-геохронологическое датирование пород (табл. 3).

Результаты датирования гранитов Хорингольского рудопроявления можно рассматривать только как эррохрону из-за небольшого (в пределах 1) размаха Rb-Sr отношений, тем не менее возраст гранитов вряд ли древнее венда – раннего кембрия. Оценка возраста эффузивов сархойской серии в 606 ± 70 млн лет, при близких (но более примитивных) отношениях стронция, свидетельствует о близости времени формирования вулканитов и гранитов.

Таблица 3. *Результаты изотопного датирования пород изученных рудных объектов*

Порода	Метод	Возраст (млн лет)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хорингольское			
Гранит (эррохрона по 4 точкам)	Rb-Sr	633±140	0.7045
Березит (изохрона по 4 точкам)	– // –	537±15	0.7041
Сагангольское			
Эффузивы (изохрона по 4 точкам)	Rb-Sr	606±70	0.7038
Пограничное			
Гранит (изохрона по 6 точкам)	Rb-Sr	525±24	0.7049
Гранит с низким Rb/Sr отношением (изохрона по 5 точкам)	– // –	442±89	0.7076
Грейзен (эррохрона по 4 точкам)	– // –	343±110	0.743
Мусковит из грейзена (Пг-408)	K-Ar	537±11	–
Биотит из гранита (Пг-71)	– // –	321±6	–
– // – (Пг-335)	– // –	302±5	–

Дата для рудоносных березитов 537 ± 15 млн лет нами принимается как отражающая время их формирования. Эти данные свидетельствуют, что изученные граниты и околорудные березиты сформировались не ранее

позднего кембрия. Похожая ситуация наблюдается на Таинском месторождении, где возраст рудовмещающих гранитов оценивается не древнее 670 млн лет (Миронов и др., 2001).

Для гранитов рудопроявления Пограничное получены противоречивые Rb-Sr даты. Датировки для неизменных гранитов варьируют от 442 ± 89 до 525 ± 24 млн лет, при дате рудных грейзенов – 343 ± 110 млн лет (см. табл. 3). В то же время датирование мусковита грейзенов K-Ar методом дало цифру 537 ± 11 млн лет, весьма близкую для изохроны 525 млн лет, а даты биотита неизменных гранитов – 302 ± 5 млн лет и 321 ± 6 млн лет, близкие эррохроне грейзенов. Наиболее достоверным на этом этапе, нам представляется, интервал формирования гранитов 445–524 млн лет, что в целом отвечает аккреционно-коллизийному этапу и отражает время формирования золотого оруденения в этот период.

На тесную связь золотого оруденения с гранитами указывают высокие концентрации рудогенных элементов в неизменных гранитах и аплитах Пограничного массива W – 7.5 и 8 г/т; Sb – 2.2 и 1.8 г/т; As 77.3 и 85.4 г/т соответственно (см. табл. 2).

Изучение изотопного состава S показало, что сера пирита Хорингольского и Сагангольского рудопроявлений имеет близкий состав к ювенильному, и источником ее могли служить магматические породы с большим вкладом мантийной составляющей, судя по низкому изотопному отношению стронция в гранитоидах и эффузивах. Если сравнить полученные нами данные с известными изотопными составами серы пирита из кварцевых жил золоторудных месторождений региона – Зун-Холбинским, Барун-Холбинским, Водораздельным и Таинским (Рипп, 1984; Миронов, Жмодик, 1999; Жмодик и др., 1999; Миронов и др., 2001), можно заметить, что изотопные составы серы пирита Хорингольского и Сагангольского рудопроявлений, при незначительном облегчении, в целом близки им. Заметим, что изотопный состав свинца галенитов из кварцевых жил Зун-Холбинского месторождения характеризуется довольно узким интервалом изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при их крайне низких значениях (≈ 15.4 – 16.3), свидетельствующие о смешанном мантийно-нижнекоровом источнике свинца (Миронов, Жмодик, 1999). Таким образом, есть основания предполагать единый источник серы для рудопроявлений Хорингольское, Сагангольское и известных золоторудных месторождений региона.

Изотопный состав серы пирита и арсенипирита рудопроявления Пограничное заметно утяжелен (см. табл. 1), что можно предположить заимствованием серы из карбонатных пород, которое свидетельствует о разной эволюции рудообразующего флюида.

Оценка физико-химических условий образования оруденения была проведена при изучении флюидных включений (ФВ) в кварце рудных жил

Хорингольского и Сагангольского рудопроявлений. К сожалению, в кварце Пограничного рудопроявления пригодных для исследования включений не оказалось. В кварце Хорингольского и Сагангольского рудопроявлений установлены одно (раствор), двух (раствор+газ) и трехфазные (жидкая CO_2 +газ+раствор в разных соотношениях) включения, размеры которых не превышают 15–20 мкм. Двухфазные (раствор+газ) включения в прозрачном кварце гомогенизируются при 175–130°C, мелкие двухфазные включения в замутненном кварце основной жильной массы декрепитируют при 250–325°C, не достигая полной гомогенизации. Эвтектика замороженных растворов плавится при -24?-21°C, плавление образующегося при охлаждении газогидрата CO_2 происходит при +8?-+6°C. В некоторых включениях наблюдается фаза льда, плавящегося в интервале -8?-5°C. Общая концентрация солей в растворах включений колеблется от 11.7 до 4 мас. % в эквиваленте NaCl. Углекислота плавится при температурах -57?-58°C. Температуры гомогенизации CO_2 варьируют от -3 до +22. Плотность CO_2 составляет 0.95–0.75.

Таким образом, формирование жил и прожилков происходило из насыщенных CO_2 гетерофазных флюидов с концентрацией солей от 4 до 11.7 мас. %. В солевом составе растворов включений преобладает NaCl. Установленная температура гомогенизации включений в прозрачном перекристаллизованном кварце (170–110°C), вероятно, соответствует температуре рудообразующего флюида на заключительных стадиях минералообразования при отложении теллуридных минералов. В соответствии с диаграммой стабильности Au-Ag-Te минералов ассоциации петцит-гессит-самородное золото, калаверит вместе с самородным золотом стабильны при температурах 150–280°C и значениях $\log^?_{\text{Te}} = -10...-19$ (Бортников и др., 1988).

Декрепитация не достигших гомогенизации мелких включений в кварце основной жильной массы при температуре 325–250°C указывает на более высокие температуры образования кварцевых жил и ранних минеральных ассоциаций. Давление CO_2 во включениях, при температурах их декрепитации, составляет величину 2.6–1.0 кбар и может быть близко к минимальному давлению в период рудообразования. Полученным значениям температур не противоречат составы мусковита. По мусковитовому термометру (Дусматов, Мельниченко, 1975), температуры формирования березитов Хорингольского рудопроявления варьируют от 470 до 330°C, а рудопроявления Сагангольского – 480–335°C.

На основании данного термометра по составу мусковитов из зон грейдизации Пограничного рудопроявления интервал температур кристаллизации 235–285°C, что может служить нижним пределом температуры формирования руд, чему не противоречит и присутствие в рудах самородного висмута, кристаллизующегося при температуре менее 271°C. Состав арсениопирита и его ассоциация с пиритом, а не с пирротинном, при отсутст-

вии леллингита, позволяют оценить верхний предел формирования руд в 350–390°C. Оценка давлений по фенгитовому геобарометру для грейzenов составляет около 3 кбар (Massone, Schreyer, 1987).

Исходя из данных главы 4, следует, что рудопроявления Тисса-Сархойского золоторудного узла – Хорингольское, Сагангольское и Обогольское, обнаруживают тесную связь золотого оруденения с островодужными гранитоидами таннуольского комплекса. Изотопно-геохронологическое датирование вмещающих пород и околорудных метасоматитов Rs-Sr методом указывает на раннепалеозойский (венд-кембрийский?) возраст этих образований. Анализ изотопного состава серы свидетельствует о ювенильной природе последней для золото-теллуридных объектов. Обзор известных в мире золото-теллуридных месторождений, приведенный в 1 главе, показывает, что эти месторождения свойственны островодужным обстановкам в связи с вулканоплутоническими ассоциациями пород. Это подтверждается раннепалеозойской геодинамической ситуацией в рассматриваемом регионе и нашими материалами.

Золото-висмутовое проявление Пограничное связано с калий-натриевыми гранитами, которые образовывались в обстановке аккреционно-коллизийных процессов сжатия и скучивания в кембрии-ордовике. Данные, приведенные в главе 1, касающиеся известных золото-висмутовых месторождений России и мира, говорят о том, что эти месторождения характерны как для орогенных этапов развития складчатых поясов в связи с синорогенными гранитными массивами и поясами малых интрузивов, так и для окраинно-континентальных вулканоплутонических ассоциаций. Общим для всех месторождений является их положение в апикальной или приконтактной зоне гранитных массивов. Подобная ситуация наблюдается в изученном нами рудопроявлении Пограничное.

Таким образом, выделенные на западном фланге Боксон-Гарганской металлогенической зоны золото-теллуридный и золото-висмутовый минеральные типы оруденения сопряжены с островодужными и аккреционными гранитами и сформировались в раннепалеозойский этап аккреции. По РТ параметрам руды среднетемпературные и среднебарические.

Заключение

В результате проведенных исследований установлено, что основное золотое оруденение Тисса-Сархойского и Дибинского рудных узлов относится к разным минеральным типам – золото-теллуридному и золото-висмутовому. Рудная минерализация обоих типов возникла в среднетемпературных (390–140°C) и среднебарических (1–3 кбар) условиях из флюидов с разными источниками серы.

Золотое оруденение Тисса-Сархойского рудного узла имеет четко выраженный золото-теллуридный профиль, характеризуется существованием продуктивной ассоциации золота с такими типоморфными минералами, как петцит, гессит, сальванит, калаверит и тесной связью с островодужными гранитоидами таннуольского комплекса. Изотопный состав серы близок нулю (-3.2...+1.2) и отвечает глубинному источнику.

Золотое оруденение Дибинского рудного узла обладает золото-висмут-мышьяк-сурьмяным профилем и тесной связью с калий-натриевыми гранитоидами сархойского комплекса. В рудах широко развит арсенопирит, а в продуктивной ассоциации с золотом встречаются самородный висмут, висмутин и лиллианит. Изотопный состав серы (+4.9...+7.6) соответствует ее верхнекоревой природе.

Оруденение формировалось в кембро-ордовикское время (540–442 млн лет) в период завершения деятельности островных дуг и аккреции их к континентальным блокам.

Список основных публикаций по теме диссертации

1. **Гармаев Б.Л.**, Дамдинов Б.Б. Минералого-геохимические особенности золото-теллуридных проявлений бассейна р. Тиссы (Восточный Саян) // Тр. X междунар. науч. симп. им. академика М.А.Усова «Проблемы геологии и освоения недр». Томск, 2006. С. 81–82.
2. **Гармаев Б.Л.**, Дамдинов Б.Б. Минералогические особенности золото-висмутового проявления Пограничное (Восточный Саян) // Мат. всерос. конф. «Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах». Ч. 1. Улан-Удэ, 2007. С. 54–57.
3. Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., **Гармаев Б.Л.** Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 8. С. 833–847.
4. **Гармаев Б.Л.**, Дамдинов Б.Б. Минералого-геохимические особенности золото-висмутового рудопроявления Пограничное (Восточный Саян). // Мат. XVIII молод. науч. конф. «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». СПб., 2007. С. 261–263.
5. Дамдинов Б.Б., **Гармаев Б.Л.** Минеральные ассоциации и условия формирования золото-теллуридных месторождений Восточного Саяна // Мат. XVIII молод. науч. конф. «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». СПб., 2007. С. 263–265.
6. Дамдинов Б.Б., **Гармаев Б.Л.**, Миронов А.Г., Дашинимаяев З.Б. Золото-висмутовый тип оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // Доклады РАН. 2009. Т. 425, № 2. С. 208–212.
7. **Гармаев Б.Л.**, Дамдинов Б.Б., Очирова Е.А. Минералого-петрографические особенности Обольского золоторудного проявления (Восточный Саян) // Мат. VII всерос. петрогр. конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск, 2009. С. 60–61.

8. **Гармаев Б.Л.** Геолого-минералогические особенности Обокольского золоторудного проявления // Мат. всерос. конф. «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: 2010. С. 129–131.
9. **Гармаев Б.Л.**, Дамдинов Б.Б. Минералогические признаки связи оруденения с гранитоидами (на примере Au-Vi проявления Пограничное, Восточный Саян) // Мат. XI всерос. петрогр. сов. «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, 2010. С. 161–162.
10. Дамдинов Б.Б., **Гармаев Б.Л.** Геохимические типы золотого оруденения в гранитоидах юго-восточной части Восточного Саяна // Мат. XI всерос. петрогр. сов. «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, 2010. С. 203–204.
11. **Гармаев Б.Л.** Рудопоявления Au Тисса-Сархойского золоторудного узла (Хорингольское, Сагангольское, Обокольское) как результат докембрийских событий в регионе (ЮВ часть Восточного Саяна) // Мат. всерос. науч.-прак. конф. «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ, 2010. С. 49–51.
12. **Гармаев Б.Л.** Плутоногенное золотое оруденение как результат раннепалеозойской магматической активизации в регионе (ЮВ часть Восточного Саяна) // Мат. «V сиб. междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле». Новосибирск, 2010. http://sibconf.igm.nsc.ru/index.php?option=com_content&task=view&id=30&Itemid=57/

Подписано в печать 19.04.2011. Формат 60x84 1/6.
Печать офсетная. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 1,3.
Уч. изд. л. 1,0. Тираж 120. Заказ № 20.

Отпечатано в типографии Изд-ва БНЦ СО РАН.
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6.