

На правах рукописи

Кудрин Константин Юрьевич

**ГЕОЛОГИЯ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ
ГРИГОРЬЕВСКО-ЗНАМЕНИТИНСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ
(ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)**

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

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Томск – 2002

Работа выполнена в Томском политехническом университете

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук,
профессор А.Ф.Коробейников

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор Л.П.Рихванов;
кандидат геолого-минералогических наук, доцент С.И.Коноваленко,

Ведущая организация: Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
(СНИИГГиМС, г.Новосибирск)

Защита состоится 27 марта 2002 г. в 15 часов в 111 аудитории 1 корпуса на заседании диссертационного совета Д.212.269.07 при Томском политехническом университете по адресу: 634034, Россия, г. Томск, пр. Ленина, 30.

С диссертацией можно ознакомиться в научно-технической библиотеке Томского политехнического университета.

Автореферат разослан ____ февраля 2002 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета, д.т.н.

В.Д.Евсеев

Введение

Актуальность работы. Григорьевско-Знаменитинская золоторудная зона расположена в центральной части Кузнецкого Алатау в области сочленения раннепалеозойских складчатых структур и наложенной Чебаковской впадины Минусинского межгорного прогиба к северо-западу от Коммунарковского рудного района. Здесь и на сопредельных территориях сосредоточены основные золоторудные месторождения (Коммунарское, Знаменитинское, Спасское, Кузнецовское и др.). В пределах рудной зоны практически постоянно велись съемочные, поисковые, разведочные и тематические работы, в результате которых накоплен значительный объем фактического материала о геологическом строении, а разноречивость его интерпретаций приводила к появлению разнообразных, даже взаимоисключающих точек зрения по целому ряду принципиальных вопросов. В последние годы получены новые данные, на основании которых появилась возможность уточнить представления о геологическом строении Григорьевско-Знаменитинской золоторудной зоны. Это относится к петрографическим и минералогическим особенностям магматитов, их петрогеохимической типизации, выделению генетически родственных ассоциаций, установлению роли влияния метасоматических процессов на облик пород и на перераспределение в них золота. В конечном итоге предлагаются магматические и метасоматические критерии прогнозирования золотого оруденения.

Объект исследования - интрузивные и метасоматически измененные интрузивные образования Григорьевско-Знаменитинской рудной зоны.

Цель работы - изучение интрузивных образований Григорьевско-Знаменитинской золоторудной зоны, их петрогеохимическая типизация, выделение генетически родственных ассоциаций и выявление критериев для их диагностики в пределах рудной зоны и в смежных районах, дополнительное изучение метасоматических преобразований интрузивных пород, уточнение особенностей их золотоносности.

Для выполнения поставленной цели решались *задачи*: 1) петрографо-минералогическое, петрогеохимическое изучение интрузивных пород; 2) выяснение влияния метасоматических процессов (альбитизации, окварцевания, актинолитизации, кварц-калцишпатовых преобразований, биотитизации и березитизации) на сохранность магматитов; 3) выделение петрогеохимически и генетически родственных ассоциаций магматических образований; 4) уточнение их положения согласно схеме развития магматизма восточного склона Кузнецкого Алатау; 5) изучение их потенциальной золотоносности.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены материалы автора и сотрудников кафедры общей и исторической геологии Томского политехнического университета, собранные в 1993-98 гг. при проведении работ по теме «Выявление рудоконтролирующих факторов и условий локализации золотого оруденения в Знаменитинском рудном поле». Диссертант принимал участие в геологической съемке рудной зоны в

масштабе 1:25000, изучил более 300 прозрачных шлифов с определением породообразующих минералов по кристаллооптическим свойствам (плагиоклазов - 150, калиевых полевых шпатов - 70, амфиболов - 90, пироксенов - 50). Для уточнения состава и типоморфизма акцессорных минералов отобрал и изучил 12 проб-протолочек. Выявил особенности химизма магматитов с использованием результатов 158 силикатных анализов, 147 нейтронно-активационных, 92 спектральных полуколичественных, 114 определений содержания U методом запаздывающих нейтронов, 96 определений содержания Au методом пленочной полярографии, 35 рентгеноспектральных флуоресцентных количественных анализов (на Rb, Sr, Zr, Nb, Y), 62 атомно-абсорбционных анализов (на Cu, Zn, Cr, Pb, Ni). Для диагностики акцессорных минералов и определения их химического состава использовались оптические методы, электронная микроскопия (85 определений), микрозондовый анализ (45 минералов магнитной фракции, 10 амфиболов, 17 цирконов, 6 апатитов). Аналитические исследования выполнены в лабораториях Томска, Новосибирска и Миасса. При обработке материалов использовались аналитические данные А.Я.Булынникова (1948), А.В.Бозина (1965), А.В.Шешикова (1969), В.Г.Михеева (1970), Д.А.Лобанова (1970), В.Н.Сальникова (1972), Ю.В.Беспалова (1985), А.Ф.Коробейникова (1987). Учитывались результаты геологосъемочных, поисковых, разведочных и тематических работ, выполненных на территории рудной зоны.

Научная новизна. Приведены дополнительные типоморфные признаки диагностики выделенных 5 ассоциаций магматических образований: белоиусский, буюнский, когтахский, мартайгинский и копьевский комплексы. Впервые для рудной зоны детально описаны дайки лампрофирового состава и сделан вывод об их принадлежности к когтахскому комплексу. Впервые детально изучены акцессорные минералы интрузивных тел рудной зоны, приведены данные по их химическому и микроэлементному составу. Впервые приведены данные по содержанию в интрузивных породах радиоактивных и редкоземельных элементов. На основании геохимических данных обоснована комагматичность пород Спасского массива, части зеленокаменно измененных даек габброидов и метавулканитов белоиусской свиты. Проведено сопоставление интрузивных образований рудной зоны с современными и палеогеодинамическими обстановками. Определена ведущая роль метасоматических процессов, оказавших влияние на наблюдаемый облик интрузивных пород района. Петрохимическими и геохимическими методами обоснованы метасоматические причины перераспределения золота в пределах наиболее крупных интрузивных массивов. Предложены магматические и метасоматические критерии прогнозирования золотооруденения в районе (и в районах, имеющих сходное геологическое строение).

Практическая значимость. Установленные закономерности петрогеохимической типизации интрузивных образований Григорьевско-Знаменитинской рудной зоны дают возможность сопоставления магматитов Комму-

наровского, Саралинского, Балахчинского рудных районов при проведении геологосъемочных и прогнозно-поисковых работ для оценки перспектив золотоносности территории. Материалы вошли в отчет «Выявление рудоконтролирующих факторов и условий локализации золотого оруденения в Знаменитинском рудном поле» за 1995 г.

Апробация работы. Основные положения диссертации обсуждались на научных конференциях: в Томске - в 1994, 1996, 1998, 1999 гг., в Миассе - в 1995, 1997, 2000 гг., в Москве - в 1997 г., в Sudbury - в 1999 г.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести разделов (в четвертом разделе 6 глав) и заключения. Общий объем 190 страниц. Работа содержит 114 иллюстраций и 88 таблиц, 12 фотоприложений. Список литературы составляет 130 наименований.

Первый раздел посвящен истории проблемы, во втором - изложена методика исследований, в третьем - приведен краткий очерк геологического строения рудной зоны, в четвертом - дано описание интрузивных и метасоматически измененных интрузивных образований (1 глава - петрографо-минералогическая характеристика пород, 2 глава - характеристика акцессорных минералов, 3 глава - петрогеохимическая характеристика пород, в 4 главе описаны метасоматические преобразования интрузивных пород и приведены данные по геохимии золота, в 5 главе обосновано положение выделяемых ассоциаций интрузивных пород согласно схеме магматизма восточного склона Кузнецкого Алатау, 6 глава посвящена геодинамической типизации магматитов), в пятом разделе сформулированы магматические и метасоматические поисковые критерии золотого оруденения.

Работа выполнена на кафедре геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Томского политехнического университета под научным руководством д.г.-м.н., профессора А.Ф.Коробейникова, которому диссертант выражает глубокую признательность и благодарность. Руководство и помощь в полевых исследованиях в 1993-98 гг. осуществлялись к.г.-м.н., доцентом Б.Д.Васильевым, ценные рекомендации которого во многом определили подход автора к изучению магматических образований, ему диссертант выражает глубокую благодарность. Автор благодарен сотруднику Томского политехнического университета М.В.Шалдыбину, оказавшему помощь в выполнении анализов на U, а также признателен геологам ФГУ ГП «Красноярскгеолсъемка» и Коммунарской ГРП к.г.-м.н. О.Ю.Перфиловой, к.г.-м.н. Д.Г.Козьмину, Л.Г.Осипову, В.Е.Сутормину за помощь в изучении фондовых материалов. Автор глубоко благодарен к.г.-м.н. В.Н.Удачину, под руководством которого проходила стажировка в Институте минералогии УрО РАН (г.Миасс) и выполнены микроаналитические исследования. Автор признателен за постоянную поддержку и благожелательное отношение со стороны сотрудников кафедр общей и исторической геологии, полезных ископаемых и геохимии редких элементов, геологии и разведки месторождений полезных ископаемых, минералогии и петрогра-

фии Томского политехнического университета, а также лабораторий минералогии техногенеза и экологии, электронной микроскопии Института минералогии УрО РАН.

Основные защищаемые положения

1. Совокупность минералогических, петрографических, петрохимических и геохимических особенностей интрузивных пород Григорьевско-Знаменитинской золоторудной зоны являются надежным критерием их сопоставления и расчленения.

Первые две выделяемые ассоциации интрузивных пород представлены дайками и силлами зеленокаменно измененных габброидов, Спасским, Кузнецовским, Верхнеказанским, Малособакинским и Придорожным массивами, сложенными породами основного состава. Массивы (акмолиты) прорывают вулканиты белоюсской и сынныгской свит, образуя серию тел широтного простирания в южной части золоторудной зоны, их размещение контролируется серией сближенных разрывных нарушений широтного простирания. Породы претерпели зеленокаменные изменения и относятся к толеитовой серии с натриевым типом щелочности при резком дефиците K_2O . Характерны умеренная титанистость при низком содержании P_2O_5 , низкое содержание радиоактивных элементов, линейный характер нормализованных по хондриту спектров содержания редкоземельных элементов ($La/Yb=1.3-3.4$).

По особенностям микроэлементного состава пород выделяются два типа: с дефицитом РАЭ и РЗЭ и обогащенные ими. К первым принадлежат Спасский массив и часть даек и силлов зеленокаменно измененных габброидов. Они соответствуют Т-типу толеитовых серий. Породы Кузнецовского и Верхнеказанского массивов близки к первому типу. Ко второму типу относятся породы Малособакинского и Придорожного массивов и часть зеленокаменно измененных габброидов силлов и даек. Они соответствуют Р-типу габброидов.

Для габброидов Т-типа характерен магнетит, а для Р-типа - титаномагнетит. Титаномагнетит габброидов Т-типа характеризуется примесью Mn, V и Cr, титаномагнетит габброидов Р-типа - V и Mn. Ильмениты габброидов Р- и Т-типов по химическому составу не отличаются и имеют Mn-V характер примесей. Магнетит габброидов Т-типа несет примесь Ti с подчиненным количеством V. В габброидах Р-типа постоянно присутствует хроммагнетит. Окрашенные призматические цирконы (удлинение 2:1) наблюдаются в габброидах Р-типа (бледно-розовые и бледно-оранжевые), для габброидов Т-типа обычен бесцветный ксеноморфный циркон. Апатит толстопризматический, бесцветный, с удлинением 1:1, лишь в породах Малособакинского массива отмечается, кроме того, небольшое количество бледно-зеленого апатита с удлинением 2:1. Сфен характеризуется непостоянством форм выделения: в породах Спасского массива он образует ксеноморфные выделения светло-коричневой окраски и сильно замещен лейкоксеном, в габброи-

дах силлов и даек - мелкие уплощенные зерна бледно-бурого цвета, в породах Малособакинского массива - мелкие ксеноморфные зерна светло-оранжевой окраски.

Выявленные различия позволяют рассматривать описываемые образования в рамках двух самостоятельных комплексов. Спасский, Кузнецовский и Верхнеказанский массивы и часть даек и силлов, комагматичные эффузивам белоиюсской свиты (по геохимическим данным), предлагается рассматривать как представителей белоиюсского субвулканического комплекса раннерифейского возраста. Малособакинский и Придорожный массивы и часть даек и силлов предлагается относить к буюскому субвулканическому комплексу позднерифейского возраста.

Дискриминация с помощью диаграмм (F1-F2, F2-F3, La-Yb, La-Sm, Ti-Cr, Ti-Zr, Zr-La, P_2O_5 -TiO₂, Ti/Cr-Ni, TiO₂-MnO*10-P₂O₅*10, Ti/100-Zr-Sr/2, Ti/100-Zr-Y*3, Zr/4-Nb*2-Y) показывает, что по петрогеохимии магматиты близки к раннеостроводужным. По соотношению Ni и Co в формировании пород принимали участие мантийные источники и процессы фракционной кристаллизации. Характер распределения редкоземельных элементов показывает близость пород к океаническим вулканитам и раннеостроводужным. Более поздние (буюские) образования обнаруживают обогащение редкоземельными элементами с намечающейся тенденцией преобладания легких РЗЭ. Близкий характер распределения РЗЭ имеют позднепротерозойские палеостроводужные базальты Franklin Mountains в Западном Техасе (Norman, 1987), палеозойские палеостроводужные толеитовые базальты Fourchu Group в Новой Шотландии (Dostal, 1983) и низкокальциевые вулканиты восточной и южной Камчатки (Волынец и др., 1987). Таким образом, большая часть признаков говорит в пользу раннеостроводужного происхождения протерозойских магматических пород в условиях энсиматической островной дуги, заложившейся на коре океанического типа. Не исключено, что в отдельных участках развивались островные поднятия, магматизм которых был связан с аномальными мантийными потоками, которые имели кратковременный характер и небольшую интенсивность.

К третьей ассоциации отнесены Малочерноиюсский и Большеинжульский массивы, габброиды водораздела Казанка-Дорожная и дайки одинитов. Они образуют структуру центрального типа, по периферии которой расположены габброидные и габбро-сиенитовые тела. Расположение контролируется крупными разрывными нарушениями глубинного заложения северо-восточного простирания. Преобладают габброиды: для них характерна гнейсовидная текстура, обусловленная развитием биотита, крупные чешуи которого имеют субпараллельное расположение. Магматизм носил двухфазный характер: первая - габбро, габбро-диориты, диориты, лабрадориты; вторая - сиениты, дайковая - одиниты. Породы обладают высокой магнитностью и имеют известково-щелочной характер. Отмечается значительная роль K₂O даже в габброидах и одинитах, высокие содержания TiO₂ и

P₂O₅. Все типы пород обладают одинаковым характером распределения РЗЭ (La/Yb изменяется от 7.9 в габброидах до 17.6 в сиенитах), повышенным уровнем накопления РАЭ и повышенным содержанием Cs, Sb, Ta, Hf.

Характерно высокое содержание акцессорных минералов. Магнитная фракция представлена магнетитом с высоким содержанием V и Cr, в подчиненном количестве - Ti, Mn и Co. В магнетите единичной основной примесный компонент - Ti. Магнетит часто образует правильные октаэдрические кристаллы, обладает смоляно-черной окраской и интенсивно замещается гематитом вплоть до псевдоморфоз. Циркон представлен четырьмя разновидностями: розовым изометричным, розовым призматическим, бледно-коричневым призматическим и бледно-коричневым изометричным. Розовый призматический циркон характеризуется развитием граней призмы и дипирамиды, содержит включения апатита, кварца, альбита и калишпата. Часто зерна трещиноватые, по трещинам происходит выполнение альбит-калишпатовым агрегатом. Удлинение 2:1-3:1. В розовом изометричном цирконе присутствуют включения сфена и кварца. Отмечается нарастание мелких дипирамидальных зерен на более крупные призматические кристаллы, что связано с повышением щелочности среды минералообразования. В светло-коричневом призматическом цирконе включения редки: они представлены апатитом и кварцем. Характерно развитие граней призмы, дипирамиды и дитетрагональной дипирамиды. Изометричный светло-коричневый циркон содержит включения апатита, сфена, магнетита и кварца, отмечается прорастание зерен биотитом. Изредка наблюдается расщепление кристаллов (около дипирамиды). Апатит представлен разновидностями, имеющими зеленоватую и белую окраску и бесцветными, у всех развиты грани призмы, дипирамиды и пинакоида. У зеленоватого апатита удлинение от 2:1 до 4:1, у белых полупрозрачных от 2:1 до 3:1, у бесцветных от 3:1 до 6:1. В последнем случае грани дипирамиды отсутствуют. Белые и бесцветные апатиты образуют включения в плагиоклазе и магнетите, зеленоватые - в амфиболах. Изредка встречаются полихромные апатиты с секторами серой и белой окраски, имеющие оптический эффект тигрового глаза и зерна черной окраски. Сфен темно-бурый, бурый, реже светло-желтый и белый, изредка оранжево-желтый, образует идиоморфные зерна.

Типоморфные петрографические и петрогеохимические особенности пород сопоставимы с Когтахским массивом - петротипом одноименного интрузивного комплекса среднекембрийского возраста (Халфин, 1965).

Интрузивные образования когтахского комплекса несут черты, присущие магматитам различных геодинамических обстановок, являясь по времени становления практически синхронными с интрузиями мартайгинского комплекса. Это позволяло разным исследователям объединять их в единый комплекс, рассматривая в качестве отдельных фаз. Мы отстаиваем самостоятельность когтахского комплекса, так как петрогеохимические осо-

бенности слагающих его пород указывают на более глубинные источники магматического расплава, нежели чем для мартайгинских.

По соотношению Ni и Co в формировании пород в равной степени принимали участие мантийные источники и процессы фракционной кристаллизации. Взаимораспределение Sr и Rb указывает на мантийный источник магматического расплава. Прямая корреляция La, Zr, Na₂O и K₂O с величиной показателя дифференциации (Ac) говорит в пользу последовательной кристаллизационной дифференциации. Уменьшение содержания редкоземельных элементов с увеличением SiO₂ интерпретируется как результат смешения двух магматических компонентов - корового анатексического расплава и потока верхнемантийного вещества (A.Giraund, 1986). Дискриминация с помощью различных диаграмм показывает близость габброидов к островодужным образованиям. На диаграммах Rb-(Y+Nb) и Ta-Yb гранитоиды расположены в полях гранитов вулканических дуг, синколлизийных и внутриплитных гранитов. Распределение редкоземельных элементов при преобладании легких лантаноидов показывает соответствие пород габброидам комплекса Porgera в Папуа Новой Гвинее (J.P.Richards и др., 1990), приуроченного к современной переходной зоне от развитой островодужной системы к коллизийной обстановке типа континент - островная дуга. Аналогичный спектр РЗЭ наблюдается для шошонит-латитовых серий Западного склона Срединного хребта Камчатки (Волюнец и др., 1987). Близкие характеристики РЗЭ описаны для щелочных вулканитов повышенной основности Байкальской рифтовой зоны (Гладких и др., 1994).

Таким образом, можно говорить о происхождении пород когтахского комплекса в переходной геодинамической обстановке от развитой энсиалической островной дуги к зоне коллизии типа континент - островная дуга или в условиях растяжения (рифтогенеза) в пределах развитой островной дуги. Наиболее вероятна последняя точка зрения, поскольку в хорошо изученном Туимо-Карышском районе доказано становление когтахских пород раньше гранитоидов мартайгинского комплекса, чья принадлежность к островодужным образованиям не вызывает сомнения.

Четвертая ассоциация представлена породами Бельского и Тургаюльского массивов, сложенных диоритами и монцонитами, приуроченных к дизъюнктивам северо-восточного простирания и имеющие форму линейно-вытянутых лакколитов. Массивы имеют зональное строение, выраженное в раскислении пород от центра к периферии. Магматизм однофазный. Породы обнаруживают известково-щелочной характер со смешанным типом щелочности с преобладанием натрия над калием. На диаграмме Л.С.Бородинна фигуративные точки пород располагаются на границе толеитовой и известково-щелочной серий. Наблюдается наклонный характер нормализованных по хондриту спектров содержания РЗЭ со слабой положительной аномалией по Eu (для диоритов) и сильной отрицательной (для монцонитов) при близких соотношениях La и Yb (La/Yb=5-8), невысокий уровень накопления РАЭ.

Химический состав титаномagnetита характеризуется значительной ролью примесей V, Cr и Co. Ильменит имеет значительное содержание V и Cr, а в породах Бельского массива, кроме того, Mn. Набор элементов-примесей в магнетите: Ti, Cr и V. Циркон бледно-розовый, реже с интенсивной розовой окраской. В последнем случае они сильно трещиноватые, имеют идиоморфные очертания: комбинация тетрагональной призмы и дипирамиды, удлинение 5:1. Кристаллы бледно-розового циркона призматические (удлинение 2:1) при непостоянных размерах: здесь, кроме того, присутствуют грани дитетрагональной дипирамиды. Апатит бесцветный и белый: бесцветный образует мелкие призматические зерна с удлинением 2:1, белый имеет более крупные кристаллы с развитыми гранями дипирамиды (удлинение до 4:1), отмечается небольшое количество апатита, со слабым зеленоватым оттенком. В сравнении с апатитом пород когтахского комплекса характерно увеличение удлинения зерен от бесцветных к окрашенным минералам. Сфен образует крупные желтовато-коричневые, бледно-желтые, бесцветные, чаще полихромные кристаллы с идиоморфными очертаниями.

По соотношению Ni и Co в формировании диоритов принимали участие преимущественно процессы фракционной кристаллизации, роль мантийных выплавок невелика. Распределение Sr и Rb указывает, что особенности диоритов и монзонитов обусловлены влиянием мантийного и смешанного источников, а дайковых пород - корового и смешанного источников. Положительная корреляция La, Zr, Na₂O и K₂O с величиной дифференциации (Ac) свидетельствует о высокой роли процессов последовательной кристаллизационной дифференциации при становлении массивов. На диаграмме Rb-(Nb + Y) все фигуративные точки располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг. Редкоземельная систематика: по соотношению La, Sm и Yb породы соответствуют островодужным. Спектр распределения РЗЭ обнаруживает сходство со спектрами пород островодужных и палеоостроводужных геодинамических обстановок: известково-щелочной серии Камчатки (Волинец и др., 1987), палеозойскими вулканитами Новой Шотландии (Dostal, 1983), позднепротерозойскими гранитоидами Franklin Mountains (Западный Техас) (Norman, 1987), эффузивами Phlegrean Fields (Центральная Италия) (Villemant, 1988), вулcano-плутонической ассоциации Тосканы (Италия) (Gigaund, 1986). Перечисленные признаки свидетельствуют о формировании Бельского и Тургаюльского массивов в условиях развитой энсиалической островной дуги в связи с процессами субдукции. Массивы сложены гранитоидами I-типа активных континентальных окраин.

Особенности пород Бельского и Тургаюльского массивов позволяют сопоставлять их с Солгонским массивом - петротипом мартайгинского комплекса среднекембрийского возраста (Хомичев и др., 1993) на восточном склоне Кузнецкого Алатау.

К копьевскому раннетриасовому комплексу отнесены дайки базальтов и титанавгитовых габброидов. Породы имеют свежий облик, вторичные пре-

образования проявлены слабо. Расположение даек не обнаруживает закономерности или приуроченности к каким-либо структурам. Породы принадлежат к толеитовой серии с натриевым типом щелочности, но с повышенным содержанием калия, для них характерно повышенное количество P_2O_5 , TiO_2 и Fe_2O_3 . Отмечаются повышенные концентрации Zn, Sr и Zr. Нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются слабой дифференцированностью и имеют одинаковый характер (La/Yb изменяется от 3.6 в базальтах до 5.2 в титан-авгитовых габброидах).

Титаномagnetит титан-авгитовых долеритов с высоким содержанием Mn. Циркон бледно-розовый, изометричный, содержит включения апатита, характерны скульптурные отпечатки граней пироксена. Апатит белый и бесцветный, призматический с удлинением 2:1, развиты грани призмы, дипирамиды и пинакоида. Сфен ксеноморфный, темно-бурый и бурый.

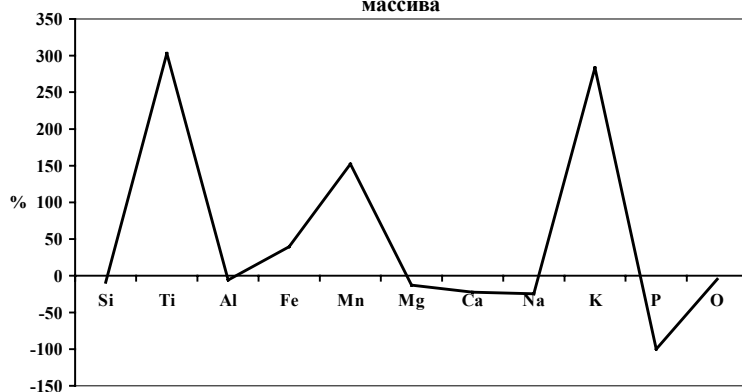
В целом по содержанию TiO_2 и P_2O_5 габброиды близки к толеитам срединно-океанических хребтов. По соотношению Ni и Co в формировании магматического расплава принимали участие и мантийные, и коровые выплавки. Соотношение Rb и Sr указывает на формирование расплава из мантийного источника. Расположение фигуративных точек на дискриминантных диаграммах показывает близость пород раннеостроводужным и океаническим толеитам. Часто отмечается соответствие составов вулканитам океанических островов и океанических внутриплитных поднятий, которые связаны с аномальным потоком мантийного вещества. Габброиды копьевского комплекса обнаруживают черты сходства с низкокалийевыми толеитами трапповых провинций (Норильской, Воронежской, Фарерских островов и Парана) (Гладких и др., 1994) в связи с этим они могут быть сопоставимы по времени становления с трапповой формацией Сибирской платформы.

Обобщенные данные по интрузивным комплексам, тела которых встречены на территории Григорьевско-Знаменитинской золоторудной зоны, приведены в таблице 1.

2. В пределах золоторудной зоны установлены следующие типы метасоматитов, связанные со становлением интрузивных тел: в связи с интрузиями белоиюсской и буйской вулкано-плутонических ассоциаций - альбит-кварц-амфиболовые метасоматиты; в связи с интрузиями когтахского комплекса - микроклиновые и биотитовые метасоматиты; в связи с интрузиями мартайгинского комплекса - кварц-полевошпатовые, пропилитовые и березитовые метасоматиты с сопряженным золотым оруденением.

Активно развивающимся вторичным минералом в породах

Рис. 1. Диаграмма миграции элементов при формировании актинолитовых метасоматитов по габброидам Спасского массива



белоиюсского и бюйского комплексов является актинолит, который достигает 15-18 см. Роговая обманка интенсивно замещается волокнистым актинолитом. Часто наблюдаются пучки и спутанные агрегаты из коротких иголок актинолита. Крупные выделения актинолита образуют радиально-лучистые агрегаты, часто наблюдаются гигантозернистые образования. Судя по взаимоотношению минералов в шлифах, процесс актинолитизации предшествовал окварцеванию и альбитизации. Рисунок 1 демонстрирует миграцию элементов при формировании актинолитовых метасоматитов по породам Спасского массива.

При развитии окварцевания в породах белоиюсского и бюйского комплексов формируются шлиры до нескольких сантиметров в диаметре, вокруг которых появляется кайма аплитового материала. Дальнейшее развитие окварцевания и альбитизации приводит к появ-



лению альбит-малхитов и плагиоаплитов (С.С.Ильенок, 1946), образующих шлиры и жилки до 8-12 см. Состоят новообразования из альбита (до 70%) и кварца (до 25%). Нередко кварц наблюдается в виде микропегматита, который образуется путем прорастания альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза кварцем. Рисунок 2 демонстрирует миграцию элементов при альбитизации и окварцевании пород Спасского массива.

Петрографическое изучение подтверждено статистическими исследованиями характера распределения петрогенных окислов в породах методом R-факторного анализа. Установлены положительные значения факторной нагрузки для TiO_2 , Fe_2O_3 и MnO и отрицательные значения для CaO и Al_2O_3 . Привнос мафической составляющей и вынос калийной характеризует процесс амфиболизации исходных пород. Положительные значения факторной нагрузки для SiO_2 , Na_2O и K_2O и отрицательные значения для MgO и CaO являются следствием проявления окварцевания и альбитизации, сопровождающихся привносом кремния и щелочей и выносом магния и кальция.

Породы массивов мартайгинского комплекса подвержены метасоматическим преобразованиям: кварц-полевошпатовому (калишпатизация), пропилитизации и березитизации.

Проявление калишпатизации связано с воздействием на диориты потоков постмагматических флюидов, приведшим к обогащению пород микроклином и кварцем. Преобразования проявляются в изменении окраски пород: они приобретают красные и розовые цвета, пятнистые и полосчатые

текстуры. Калишпат ксеноморфный, что приводит к появлению монцонитовой структуры, по составу соответствует микроклину. Выделено две генерации минерала. Микроклин-1 характеризуется закономерным прорастанием кварцем, образуя микрографическую структуру, степень триклинности 0.6-0.7. Микроклин-2 соответствует максимальному (степень триклинности 1.0), не образует гранофиновых сростаний с кварцем. Метасоматический кварц-1 участвует в микрографических сростаниях с микроклином-1. Кварц-2 присутствует в виде отдельных округлых зерен или агрегатов зерен.

В строении ореола кварц-микроклиновых метасоматитов выделяются по степени замещения исходных пород: 1) внешняя зона слабых изменений (5-20% новообразованных минералов), 2) промежуточная зона изменений средней интенсивности (20-80% новообразованных минералов), 3) внутренняя зона интенсивного преобразования (80-100% новообразованных минералов) с полным изменением структуры. Внутренняя зона кварц-микроклиновых метасоматитов фиксируется в апикальной части массивов. Она сложена монцонитами, присутствует большое количество гранофинового материала. В промежуточной зоне наряду с кварц-микроклиновыми гранофиновыми агрегатами присутствуют свободные микроклин-2 и кварц-2.

Наращение интенсивности калишпатизации наблюдается от периферии к центральной части массива. К краям массива степень триклинности калишпата возрастает от 0.6 до 1.0, что не противоречит точке зрения об обратной зависимости температуры образования микроклина и его степени триклинности. Породы, подвергшиеся кварц-микроклиновому метасоматозу, характеризуются резким снижением магнитной восприимчивости с 900×10^{-5} до 20×10^{-5} ед. СГС.

Породы, подвергшиеся калишпатизации (монцониты), пересекаются жилками граносиенитового и щелочно-гранитного состава, геохимические особенности которых сопоставимы с неизмененными диоритами и являются конечным продуктом эволюции исходного магматического расплава. То есть калишпатизация протекала на заключительных этапах развития магматической системы Бельского и Тургаюльского массивов и носила автометасоматический характер. Диасхистовые образования (аплиты), представляющие продукт кристаллизации эвтектического расплава, образовались в результате проявления процессов калишпатизации: их геохимические особенности сопоставимы с монцонитами. Резкое различие в редкоземельном составе диоритов и микрограносиенитов с одной стороны и монцонитов и аплитов (как продуктов калишпатизации) с другой позволяет допускать возможность генетической автономности кислых расплавов, возникающих не в результате эволюции исходной магмы, а в связи с образованием (под влиянием глубинных флюидопотоков) очагов кремнекислых выплавов в массе кристаллизующихся диоритов. Петрологическим следствием этого процесса явилось ощелачивание итогового расплава (с преобладающим ростом калиевой щелочно-метальности) в соответствии с закономерностями, показанными

Д.С.Коржинским. Именно с таким ощелачиванием связано появление в породах выделений калишпата метасоматической природы, образовавшегося в близиквидусных условиях под влиянием трансмагматических флюидов.

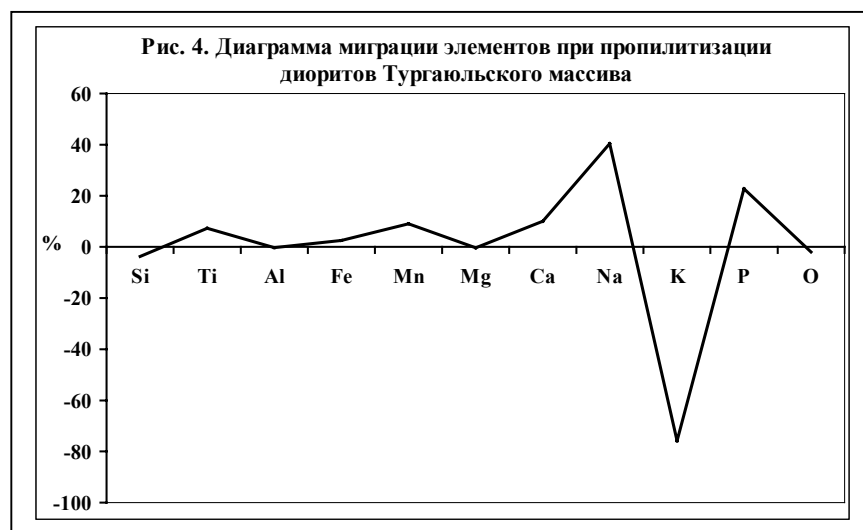
Исследования методом R-факторного анализа особенностей распределения петрогенных окислов в породах массивов показали положительное значение факторной нагрузки для SiO_2 и K_2O , отрицательные для Fe_2O_3 , MgO и CaO , что характеризует влияние



кремне-щелочного метасоматоза, который связан с привнесом SiO_2 , K_2O и выносом Fe_2O_3 , MgO и CaO (замещение амфиболов и плагиоклаза калишпатом и кварцем). Рисунок 3 демонстрирует миграцию элементов при формировании кварц-калишпатовых метасоматитов по породам Тургаюльского массива.

Пропилитизация проявлена слабо и выражается в развитии низкотемпературных вторичных минералов по первичным минералам изверженных пород и по калишпату кварц-микроклиновых метасоматитов. Носит площадной характер. Однако, в отдельных случаях устанавливается максимум ее развития, приуроченный к зонам максимальной калишпатизации и аналогичное снижение интенсивности от центра к периферии массивов. Наблюдается развитие актинолита и эпидота, которые замещают авгит; изменения роговой обманки выражены в замещении ее эпидотом и хлоритом (в центральной части массива), а по периферии - актинолитом и хлоритом. В эндоконтакте наблюдается заметное количество мелких зерен кальцита, который развивается преимущественно по плагиоклазу и микроклину. Метасоматически измененные породы пропилитовой формации характеризуются закономерной сменой по вертикали минеральных фаций от эпидот-актинолитовой до эпидот-хлоритовой и далее до хлорит-кальцитовой. Рисунок 4 отражает миграцию элементов при формировании пропилитов по породам Тургаюльского массива.

Формирование березитов значительно оторвано во времени от калишпатизации и обусловлено подновлением тектонических структур, контролирующих размещение массивов. Про-



работке подверглись диориты, аплиты, калишпатизированные и пропилитизированные породы. Установлена минералогическая зональность: 1) альбитовая, 2) собственно березитовая, 3) кварц-серицитовая зоны.

Для пород альбитовой зоны характерен минеральный состав и петрохимические особенности, отвечающие лейкократовым плагиогранитам: кварц (реликтовый и новообразованный) - 20-30%, альбит - 60-70%, микроклин (реликтовый) - 5-15%, присутствуют актинолит, хлорит, эпидот, лейкоксен и сфен. Структура пород мелкогранобластовая, немато-гранобластовая. Окраска пород светлая, зеленовато-серая, серая. Мощность варьирует от первых метров до нескольких сотен метров. В пределах Тургаюльского рудопроявления альбитизированные породы вскрыты в наиболее эродированных участках долины руч. Тургаюл. Для них установлено повышенное содержание урана (до 6.3 г/т) по сравнению с 0.94 г/т - средним значением для слабоизмененных диоритов массива. Участки развития березитов альбитовой зоны уверенно диагностируются статистическими методами: выявляются положительные значения факторной нагрузки для Na_2O и отрицательные для MnO и Fe_2O_3 .

Породы собственно березитовой зоны сложены магматическим и новообразованным кварцем, серицитом и карбонатами в переменных количествах, присутствуют сульфиды (пирит, халькопирит, арсенопирит), золото, апатит и сфен. Минералы находятся в лепидо-гранобластовых и гранобластовых сростаниях. Собственно березитовая зона не выдержана по мощности и редко достигает 20-30 м.

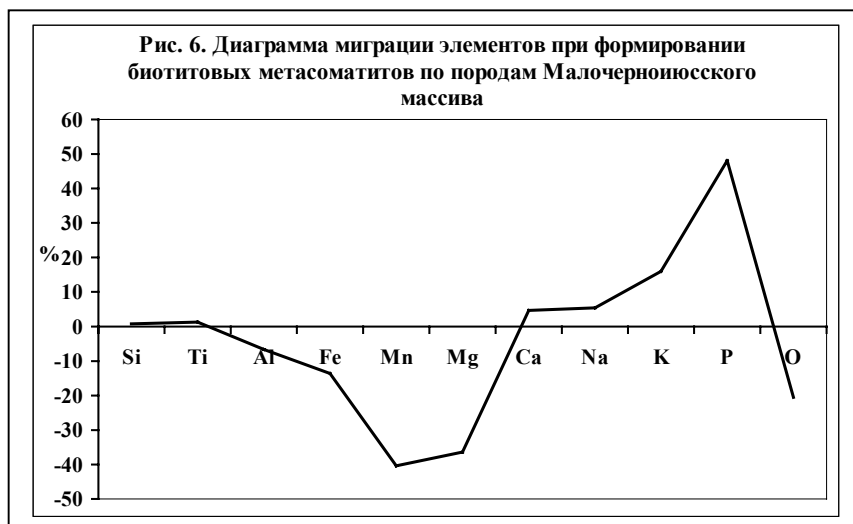
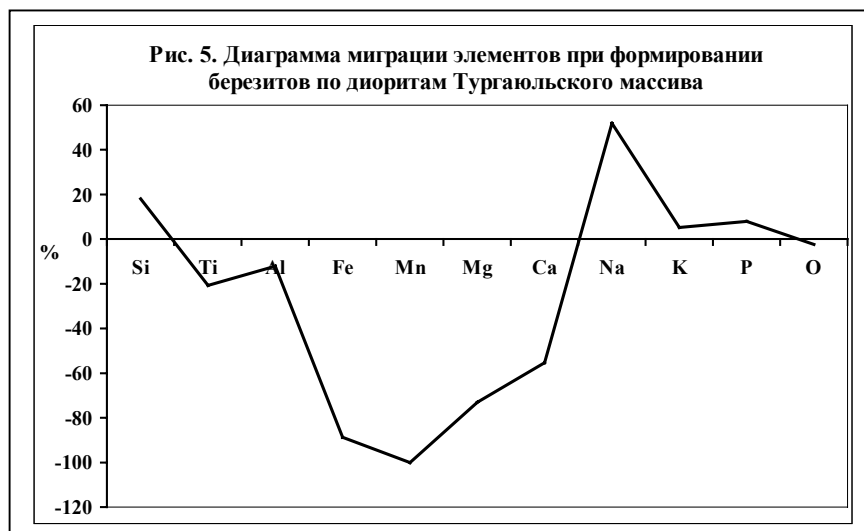
Породы кварц-серицитовой зоны обладают светло-серой окраской, сложены кварцем и серицитом в переменных количествах. Серицит достигает крупных размеров, слагая розетковидные и радиально-лучистые агрегаты. Мощность зоны достигает 80 м. Рисунок 5 отражает миграцию элементов при формировании березитов по породам Тургаюльского массива.

Метасоматиты березитовой формации секутся штокером разноориентированных кварцевых, кварц-карбонатных, эпидотовых, эпидот-хлоритовых прожилков (от долей миллиметра до 1-1.5 см, встречены свалы кварца с ве-

личной обломков до 15-20 см) и образуют серию линейно-вытянутых крутопадающих минерализованных зон в пределах Тургаюльского массива.

Породы когта-ского комплекса подвержены метасоматическим преобразованиям, которые выражены в развитии биотита и кварц-калишпатовой минерализации. Бурый биотит, соответствующий лепидомелану (Михеев, 1970), образует лепидобла-

сты (до 5 мм), которые часто развиваются по микротрещинам, образуя параллельно-ориентированные чешуйки и замещая первичные минералы, что придает породе гнейсовидную текстуру. Рисунок 6 отражает миграцию элементов при развитии биотитизации по породам Малочерноиусского массива. Кали-натровый полевой шпат ксеноморфный, относится к микроклину с высокой степенью триклинности, интенсивно пертитизирован. Очень редко наблюдаются небольшие гранофировые срастания с кварцем, которые являются наиболее поздними образованиями и активно замещают все минералы. Свободный микроклин так же обнаруживает признаки метасоматической природы: коррозионные взаимоотношения с плагиоклазом и темноцветами, а так же высокая триклинность - все это указывает на его низкотемпературную природу. Калишпат замещает даже биотит. Статистически процесс развития биотита, кварца и калишпата выражается в положительном значении факторной нагрузки для SiO_2 и K_2O , и отрицательном значении для TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и CaO . Рисунок 7 отражает миграцию элементов при фор-



мировании микроклиновых метасоматитов по породам Малочерноиюсского массива.



3. Метасоматиче-

ские процессы оказали основное влияние на перераспределение золота в интрузивных телах: окварцевание и альбитизация пород белоиюсского комплекса ведет к обогащению пород золотом, амфиболизация способствует его выносу; процессы щелочного метасоматоза (биотитизация и калишпатизация) пород когтахского комплекса приводят к выносу золота из интрузивных пород; при кварц-калишпатизации пород мартайгинского комплекса наблюдается увеличение содержания в них золота.



1 - породы Спасского массива; 2 – зеленокаменно измененные габбро-иды Т-типа; 3 - зеленокаменно измененные габбро-иды Р-типа; 4 – породы Тургаюльского массива; 5 – диориты Бельского массива; 6 – монциты Бельского массива; 7 – асхистовые дайковые породы Бельского массива; 8 – диасхистовые дайковые породы Бельского массива; 9 - породы Мало-

черноиюсского массива; 10 - сиениты Малочерноиюсского массива; 11 - габброиды Большеинжульского массива; 12 - сиениты Большеинжульского массива; 13 - габброиды водораздела Казанка-Дорожная; 14 – одиниты; 15 – базальты; 16 - титан-авгитовые долериты; 17 - «микромонциты» Шипилинского «массива». Одинаковой раскраской выделены магматические образования, рассматриваемые нами в рамках единой магматической ассоциации. Цифры на гистограмме – среднее содержание металла в породе.

В целом интрузивные породы Григорьевско-Знаменитинской рудной зоны характеризуются близкларковым содержанием золота, его распределение подчиняется нормальному закону. На рисунке 8 приведены данные по среднему содержанию золота в породах.

Статистическая обработка данных по содержанию золота и петрогенных окислов в породах Спасского массива белоиюсского комплекса методом R-факторного анализа показала положительную связь золота с SiO_2 и Na_2O , что свидетельствует об обогащении металлом участков, подвергшихся воз-

действию окварцевания и альбитизации. Процесс амфиболизации приводит к разубоживанию пород в отношении золота: выявлена отрицательная корреляционная связь Au с Fe_2O_3 , MnO и TiO_2 при положительном вкладе последних в общую факторную нагрузку.

Результаты статистических исследований причин перераспределения золота в породах Тургаюльского и Бельского массивов мартайгинского комплекса показали положительную связь Au с SiO_2 , K_2O и Na_2O и отрицательную с Fe_2O_3 , MnO, MgO и CaO, что позволяет делать вывод об увеличении содержания золота в породах в связи с процессом кварц-калийшпатовых преобразований.

Изучение характера перераспределения золота и петрогенных окислов в породах Малочерноиусского массива когтахского комплекса методом R-факторного анализа показало, что уменьшение содержания золота связано с развитием здесь продуктов щелочного метасоматоза - прежде всего биотитизации и калишпатизации: отмечена отрицательная связь Au с SiO_2 и K_2O . Это можно рассматривать как принципиальное отличие когтахских пород от мартайгинских, где проявление калишпатизации ведет к увеличению золотосодержания пород.

Заключение

Результаты изучения магматических и метасоматически измененных пород Григорьевско-Знаменитинской золоторудной зоны позволяют сформулировать критерии прогнозирования размещения золоторудных объектов в исследуемом и смежных районах. Прогнозные критерии можно разделить на две группы: регионального и локального характера.

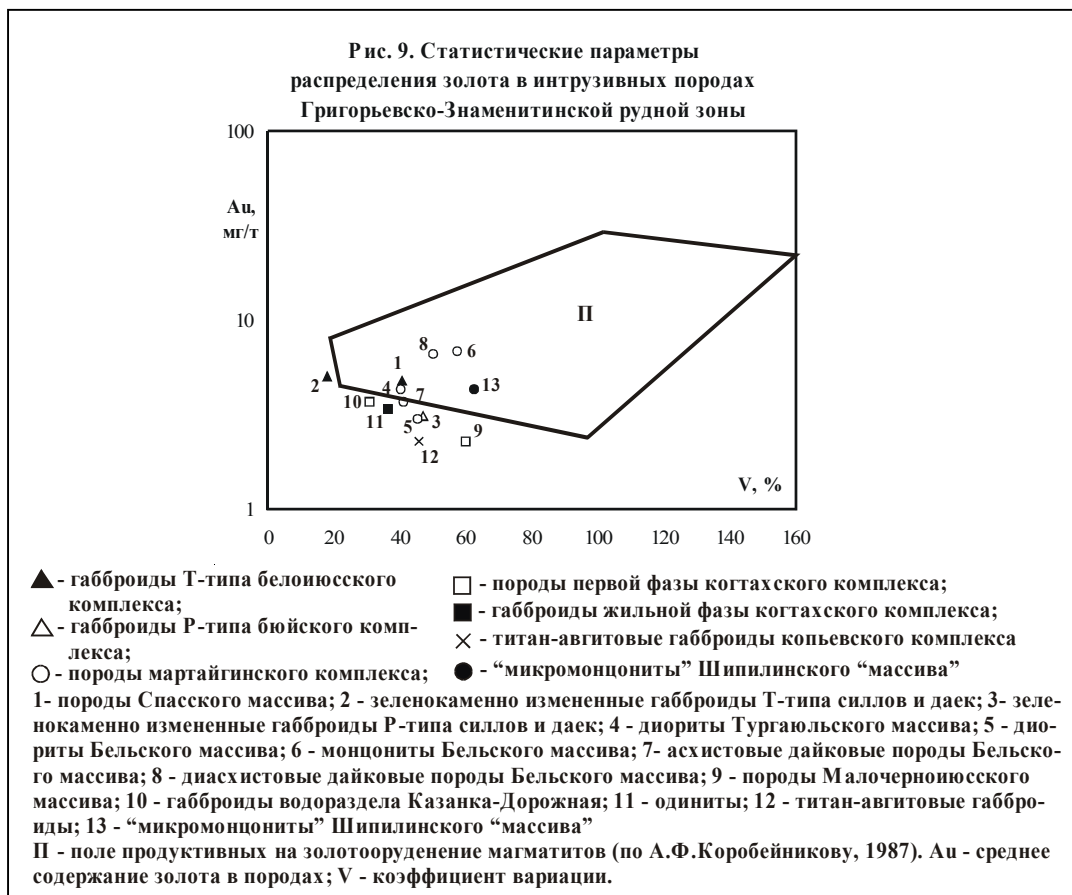
Все известные месторождения и рудопроявления золота располагаются вблизи интрузивных тел белоиусского и мартайгинского комплексов, становление которых протекало в геодинамических условиях островодужного этапа развития региона - раннеостроводужного и развитой островной дуги. В связи с этим наиболее перспективным на обнаружение золотого оруденения является район расположения Верхнеказанского массива белоиусского комплекса в верховьях рек Казанка и Дорожная и локализованного в той же тектонической структуре, что и Спасский массив.

В связи с интрузивными телами мартайгинского комплекса, относящихся к гранитоидам I-типа активных континентальных окраин, следует отметить три перспективных на обнаружение золотого оруденения участка. Первый - на водоразделе Тарча-Изекиюл, где в зоне расланцевания локализован небольшой интрузивный массив, являющийся северо-восточным продолжением Тургаюльского массива. Другие два участка - Кедровский и Ектерининский массивы, расположенные в верховьях р.Малый Черный Июс и локализованные в юго-западной части дизъюнктивной структуры, контролирующей расположение Бельского и Тургаюльского массивов и, судя по петрографическому описанию пород (Беспалов, 1985; Михеев, 1970), являющиеся их аналогами. Интерес к последним объектам значительно повы-

шается, поскольку в непосредственной близости от них в настоящее время ведется старательская отработка богатой золотой россыпи в долине р. Малый Черный Июс, коренные источники поступления металла в которую неизвестны.

Золоторудные объекты тяготеют к тем участкам интрузий, которые в наибольшей степени подверглись метасоматической проработке, сопровождающейся привносом золота. Для магматических образований белоиюсского комплекса - это альбитизация и окварцевание, а для интрузий мартайгинского комплекса - кварц-калишпатовые преобразования. Для процессов калишпатизации, альбитизации и окварцевания в связи с магматическими образованиями мартайгинского и белоиюсского комплексов статистическими методами установлена положительная связь перераспределения SiO_2 , K_2O , Na_2O и Au - как критерий потенциальной золотоносности.

Не вызывает сомнения применение в качестве локального критерия потенциальной продуктивности интрузивных образований на золотооруденение статистических параметров распределения Au в интрузивных телах (Коробейников, 1987). Именно Бельский, Тургаюльский и Спасский массивы, в непосредственной близости от которых или в их пределах расположены все известные в районе месторождения и рудопроявления золота, по соотношению статистических параметров распределения в них Au (среднее содержание и коэффициент вариации) сопоставимы с золотоносными интрузиями Алтае-Саянской складчатой области и Прибайкалья (рис.9).



Список опубликованных работ по теме диссертации

Кудрин К.Ю. Геохимическая типизация гранитоидов Григорьевско-Знаменитинской рудной зоны (Кузнецкий Алатау) // Материалы Международного симпозиума по прикладной геохимии стран СНГ. М.: ИМГРЭ РАН, 1997. С. 300-301.

Кудрин К.Ю. Интрузивный магматизм Знаменитинской площади (Кузнецкий Алатау) // Молодежь и проблемы геологии. Томск: ТПУ, 1996. С. 30-31.

Кудрин К.Ю. Интрузивный магматизм Знаменитинской площади // Магматизм и геодинамика Сибири. Томск: ТГУ, 1996. С. 29-31.

Кудрин К.Ю. Конвергентные породы Тургаюльского массива (Кузнецкий Алатау) // Тезисы докладов Всероссийской научной геологической конференции им. акад. М.А.Усова. Томск: ТПУ, 1994. С. 69-70.

Кудрин К.Ю. Новые данные по геологии Тургаюльского массива (Кузнецкий Алатау) // Там же, С. 12-14.

Кудрин К.Ю. О находке олова в акцессорной фазе габбро-диоритов буюнского комплекса (Кузнецкий Алатау) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 233-234.

Кудрин К.Ю. О распределении золота в магматических породах на примере магматитов Григорьевско-Знаменитинской золоторудной зоны // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 1999. С. 170-172.

Кудрин К.Ю. Радиоактивные и редкоземельные элементы в интрузивных породах Знаменитинской площади // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: ТПУ, 1996. С. 93-95.

Кудрин К.Ю. Сравнительная характеристика интрузивных образований Знаменитинской площади (восточный склон Кузнецкого Алатау) // Проблемы геологии Сибири. Томск: ТГУ, 1996. Т. 1. С. 69-70.

Кудрин К.Ю. Тургаюльский массив в Знаменитинском золоторудном районе (Кузнецкий Алатау) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. С. 74-77.

Кудрин К.Ю. Характеристика предрудных метасоматитов Знаменитинского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Металлогения древних и современных океанов. Процессы рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 205-209.

Кудрин К.Ю. Щелочные габброиды бассейна р.Черный Июс // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 1999. С. 42-43.

Кудрин К.Ю., Голева Т.Л. Геодинамическая типизация интрузивных образований Григорьевско-Знаменитинской рудной зоны (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 1998. С. 33-34.

Kudrin K.Yu. Geodynamic typification of magmatic series set within Grigor'evsko-Znamenitinskoy gold-ore zone (Kuznetsky Alatau) // Proceeding of Joint Annual Meeting of Mineralogical Association of Canada (MAC). Sudbury.