

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Хрусталеv В.К.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: vkhustalev@yandex.ru

В Западном Забайкалье одним из самых удивительных объектов является Ангаро-Витимский батолит, который по масштабам проявления (130 тыс. км²), превосходит все самые крупные гранитные плутоны мира [Литвиновский и др., 1993]. За пятидесятилетний период изучения гранитоидов батолита получен большой объем геологической информации, но наиболее принципиальные вопросы их геолого-структурного положения, вещественного состава, возраста, генезиса, объема и механизма формирования остаются остро дискуссионными. Что касается оценки рудообразующего потенциала массивов гранитоидов, слагающих батолит, в пределах которых разведаны месторождения Sn, W, Mo, Be, U, Pb, Zn, Au, Ag, имеющиеся данные по этой важнейшей проблеме приведены лишь в единичных публикациях [Комаров и др., 1978; Хрусталеv, 1990; Хрусталеv¹, 2009].

На основе обобщения огромного фактического материала, с учетом наших геолого-съемочных (ГГС-200, Осокин, Зеленский, Хрусталеv и др., 1960-66 г.г.; ГС-50, Янов, Лоцицкий, Хрусталеv и др., 1966-86 г.г.) и научно-исследовательских работ [Хрусталеv¹, 2009; Хрусталеv², 2009], выделены в пределах площади батолита две доминирующие разновидности гранитоидов баргузинского комплекса – аллохтонные и автохтонные. Автохтонные гранитоиды (главная фаза, включающая 60-80% объема батолита) активно взаимодействуют путем гранитизации с более древними вмещающими породами (кристаллосланцами, базитами, гнейсо-гранитами) и поэтому характеризуются пестрым составом с переходами от среднезернистых и порфиоровидных биотитовых гранитов через адамеллиты, плагиограниты к граносиенитам, гранодиоритам и монцонитам. Контакты гранитов расплывчатые с образованием зоны гибридных пород мощностью от первых сотен метров до первых километров. Аллохтонные гранитоиды имеют резко секущие контакты с вмещающими породами и представлены порфиоровидными и среднезернистыми биотитовыми гранитами, реже лейкогранитами и гранит-порфирами.

Нами проведено геолого-геохимическое изучение гранитоидов 10-ти автохтонных и 9-ти аллохтонных массивов, расположенных в центральной и юго-восточной частях батолита.

Комплекс аналитических методов и методик определялся профилирующими в регионе типами эндогенного оруденения (Sn, W, Mo, Be, Pb, Zn, U и Au), в формировании которых могли участвовать гранитоиды батолита. Кроме них, включена группа щелочных металлов (K, Na, Rb, Zr), летучие (B, F), а также Sr и Ba, характер распределения которых несет важную генетическую информацию.

Из анализа геохимической информации по аллохтонным и автохтонным гранитоидам следует, что их наиболее яркой геохимической особенностью является низкий, приближающийся к кларковому, уровень концентраций редких элементов. В результате изучения закономерностей распределения редких элементов в гранитоидах изученных массивов выявлены характерные тенденции распределения Li, Rb, Zn, Be, Sn, W и Mo, которые объединяют породы батолита. В то же время, устанавливаются существенные различия автохтонных и аллохтонных гранитоидов: 1) для первых характерны сильные положительные связи K с Li, Rb, Be, B и отрицательные с Na и F, тогда, как в аллохтонных гранитоидах значимые связи вообще отсутствуют; 2) для автохтонных – характерны высокие концентрации Ba (1-2 кларка) и сильные положительные связи W с Be и Be с B, в аллохтонных – нижекларковые концентрации Ba и сильные положительные связи Li с W, Mo, Be и B; Sn с W и Be; Be и Zn с B, и отрицательные – Rb с Sn, W и Be; U с Ba и Sr.

Геохимическая характеристика пород гранитоидных массивов и их фазово-фациального строения с применением треугольной геохимической диаграммы рудоносности,

расчетов элементных формул и индексов концентраций (ИНК) по методике В.Д.Козлова [1985] позволили дать общую оценку степени продуктивности и возможных масштабов эндогенного оруденения, связанного с изученными массивами.

В юго-восточной части Ангаро-Витимского батолита одновременно с гранитоидами нами изучены геодинамические обстановки формирования благороднометалльного оруденения в Удино-Витимской складчатой системе палеозой [Хрусталева², 2009]. Основная интересная информация была получена в результате палинспастических реконструкций провесов кровли (ПК) в верхнепалеозойских гранитоидах и сохранившихся от эрозии останцов венд-кембрий-ордовикских вулканогенно-осадочных пород, из которых наиболее крупными (более 100 км²) являются: Абагинский, Мэлдэлгенский, В.-Онинский, Озернинский, Ямбуйский и Кыджимитский.

Детальное изучение Мэлдэлгенского ПК позволило выделить в его центральной части палеоостровную дугу. В ее ближней фронтальной части по реликтам низкохромистоникелевых толеитовых базальтов прослежена Шапхойская золоторудная зона, включающая (с запада на восток) Замогтинское, Каменное, Сухановское и Водораздельное золоторудные проявления. В дальней фронтальной части палеодуги изучено с применением горных выработок и скважин колонкового бурения Верхне-Курбинское золоторудное поле, локализованное в коллизионных гранитоидах баргузинского комплекса. Синхронность образования золотого оруденения гидротермально-метасоматического профиля с коллизионным гранитообразованием определяется на основе близких значений абсолютного возраста (С-Р₁) золоторудных березитов и гранитоидов.

На основе анализа космических снимков м-ба 1:200 000, полученных многозональной сканерной системой (MSS) спутника Landsat, дешифрирования АФС м-ба 1:30 000, в комплексе с результатами геолого-геофизических работ в целом расшифрована геолого-структурная позиция Верхне-Курбинского золоторудного поля.

Главным структурным элементом этого изученного объекта является Верхне-Курбинская очагово-купольная структура (ОКС) диаметром 4.2 км, в центральной части которой закартирован изометричный шток (0.5×0.4 км), сложенный гранит-порфирами зазинского комплекса. Северный фланг ОКС занимает двухфазный Верхне-Курбинский массив гранитоидов баргузинского комплекса: 1 фаза – дугообразная слабо наклонная на север поверхность купола между штоком гранит-порфиров и поймой р. Б. Курбы, сложенная среднезернистыми аллохтонными биотитовыми гранитами; 2 фаза – на правом борту долины р. Б.Курбы закартированы автохтонные порфиroidные граниты, слагающие северный фланг ОКС. Внешний контур ОКС замыкается глубинным разломом, прослеженным вдоль русла р. Б.Курбы, который контролирует зону золоторудных березитов мощностью 250-500 м, прослеженную на 2.5 км канавами и изученную на глубину до 230 м скважинами №10, 11, 12 и 13. Среди березитов, вмещающих серию сближенных золото-сульфидно-кварцевых тел, выделены внутренние и внешние зоны инфильтрационного и диффузионного метасоматоза.

Золото-сульфидно-кварцевые тела достигают мощности 5.3 м, состоят из пучка малосульфидных жил и зон окварцевания мощностью от 0.4-0.5 до 3.8 м, количество их меняется от пяти до восьми. На отдельных участках жилы и прожилки сближены и образуют минерализованные зоны. Все жилы и прожилки ориентированы в СВ румбах (30-60°) с крутым (65-75 °) падением на ЮВ.

При минерало-геохимическом картировании березитов и жильной зоны установлено, что контакты внутренней зоны с жильными телами резкие, постоянно осложнены катаклазом и милонитизацией, а контакты внутренней и внешней зоны с вмещающими гранитами расплывчатые и границы их условные. *Внутренняя зона* березитов метасоматической колонки представлена следующим парагенезисом: кварц-I + серицит + галенит + сфалерит + халькопирит + интерстиционное золото-I. *Внешняя зона* березитов метасоматической колонки: кварц-II + пирит + серицит → кварц-III + сфалерит + галенит + халькопирит + сидерит + кальцит + эмульсионное золото-II.

Минеральный состав жильной зоны и березитов идентичен, только в жилах, как правило, среди сульфидов преобладает галенит (50-60 %).

Специфика химизма и эволюции рудообразующих растворов, из которых сформировано Верхне-Курбинское проявление золота, обусловлена привносом–выносом вещества в выделяемой зоне. В результате интенсивного проявления инфильтрационно-диффузионного метасоматоза здесь отмечены устойчивые резкие положительные (Fe^{3+} , Fe^{2+} , S, Si) и резкие отрицательные (Na, K, Al, Ca) градиенты. Инертным поведением отличались P, Mn, Ti. Минерало-геохимической особенностью гидротермально-метасоматической системы является дегазация флюидов при кристаллизации золото-сульфидно-кварцевых жил по сравнению с березитами внутренней и внешней зон (привнос CO_2 уменьшен в 20-28 раз).

Минеральные парагенезисы золоторудных березитов сформированы в 2 стадии: ранняя – кварц + пирит + сфалерит + галенит + серицит + золото-I; поздняя – кварц + пирит + галенит + сфалерит + халькопирит + сидерит + золото-II.

Геохимическими особенностями золоторудных метасоматитов и березитизированных гранитов являются общие типоморфные геохимические ассоциации элементов: Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Bi (превышение кларковых уровней в 5-50 раз). При этом намечаются специфические различия: во вмещающих автохтонных гранитоидах появляется W, а в метасоматитах внутренней зоны – Mo (превышение кларков в 1.5-3 раза).

В результате изучения особенностей распределения золота в минералах золоторудных жил, березитов и вмещающих гранитоидов (табл. 1) выявлена тенденция постепенного увеличения его концентрации в магнетите: аллохтонные граниты – 1.9 мг/т, автохтонные граниты – 13 мг/т, березиты внутренней зоны – 1780 мг/т, рудное тело – 18100 мг/т. При этом отмечаются пяти-шестикратные превышения золота в кварце и пирите технологической пробы, отобранной из рудного тела №1, по сравнению с березитами внутренней зоны. Особо выделяется ураганными содержаниями концентрат тяжелых минералов – 980 000 мг/т.

Таблица 1

Содержание золота (мг/т) в минералах золоторудных тел, метасоматитов и вмещающих гранитоидов Верхне-Курбинской рудной зоны

Порода	Минерал	Содержание Au
Крупнозернистый биотитовый гранит (аллохтон)	Магнетит (3)*	1.9
Порфириовидный гранит (автохтон)	Магнетит (3)	13
	Ильменит (2)	2.5
	Сфен (2)	3.6
Березит внутренней зоны	Магнетит (2)	1780
	Кварц (3)	5930
	Пирит (5)	7110
	Серицит (2)	8100
Рудное тело №1(технологическая проба №7)	Магнетит	18100
	Кварц	32400
	Пирит	41380
	галенит	15670
Коллективный концентрат тяжелых минералов	Тяжелая фракция	980 000

Примечание. (3) * - в скобках указано количество проб.

Полученные данные указывают на очевидную связь золота с формированием автохтонных гранитоидов, которые могли экстрагировать его из вмещающих пород в результате процессов гранитизации. С последующими процессами инфильтрационно-

диффузионного метасоматоза связаны промышленные концентрации золота во внешней и внутренней зонах березитов, а также в золото-сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых зонах.

В распределении золота по весовому содержанию в березитах, рудном теле и березитизированных гранитах отмечается главная закономерность, их объединяющая – основная масса золота и количество золотин (98.5-99%) сосредоточены в классах от 15 до 30 мкм. И лишь для березитизированных гранитов устанавливается двумодальное распределение золота – появляется еще четкий максимум в 100 мкм. Это, очевидно, связано с интерстиционным Au-II, которое установлено под электронным микроскопом.

Форма золотин в метасоматитах и рудах по данным минералогического анализа разнообразная. Наиболее характерны округлые, комковидные, узорчатые, дендритовидные, игольчатые и таблитчатые индивиды, часто они находятся в «рубашке», а на их поверхности отмечаются рыхлые землистые пленки, углубления, каверны (результаты проявления процессов гипергенеза).

По данным электронномикроскопических исследований изученные золоторудные проявления характеризуются простым составом – Au+Ag и полное отсутствие других элементов-примесей; при этом пробность золотин варьирует в узких пределах: а) в рудном теле №1 – 671 (среднее по шести анализам); б) в березитах внутренней зоны – 697; в) в березитах внешней зоны – 778 (по четырем анализам); г) в автохтонном граните –709 (по двум анализам). Эти данные свидетельствуют об особенностях пространственно-временной эволюции золотоносного флюида, участвующего в формировании высокопродуктивной Верхне-Курбинской гидротермально-метасоматической системы.

Таким образом, в результате геолого-геохимических исследований и проведенных реконструкций геодинамических обстановок формирования профилирующего благороднометалльного оруденения в юго-восточной части Ангаро-Витимского батолита установлена пространственная (а возможно и генетическая) связь золоторудной минерализации с фациями автохтонных гранитоидов баргузинского комплекса. Дальнейшие научно-производственные исследования позволят выделить золотоносность автохтонных гранитоидов баргузинского комплекса в разряд поисковых критериев при прогнозно-металлогенической оценке гранитоидных массивов, слагающих Ангаро-Витимский батолит.

Литература

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. – М.: Наука, 1985. – 303 с.

Комаров Ю.В. и др. Оловянное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Зап. Забайкалье. ИЗК СО АН СССР. – Новосибирск: Наука. 1978. 92 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. – Новосибирск: из-во ОИГГМ СО РАН. 1993. – 141 с.

Хрусталева В.К. Геохимия и рудоносность палеозойских гранитоидов Витимского плоскогорья. – Новосибирск: Наука, 1990. 132 с.

Хрусталева В.К.¹ Главные этапы и условия проявления благороднометалльных рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса. Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 130-131.

Хрусталева В.К.² Благороднометалльная плитотектоническая минерализация Удино-Витимской островодужной системы палеозойского Западного Забайкалья // Известия Сиб. Отд. секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2009. № 1 (34). С. 18-27.