

8. Munoz J.L., Ludington S.D. Fluoride-Hydroxyl exchange in biotite // Amer. J. Sci. – 1974. – V. 247. – № 4. – P. 396–413.
9. Гусев А.И., Гусев Е.А. Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. – 2000. – № 5. – С. 25–32.
10. Gusev A.I. The petrology of gold-generating granitoids of Russia // International Journal of Experimental Education. – 2008. – № 3. – P. 58–61.
11. Соколов Б.А., Старостин В.И. Флюидодинамическая концепция формирования месторождений полезных ископаемых (металлических и углеводородных) // Смирновский сборник. – 1997. – С. 100–130.
12. Коробейников А.Ф. Крупные и гигантские золоторудные месторождения: условия образования и размещения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. – Улан-Удэ, 2004. – С. 111–113.
13. Dixon J. Temporal evolution of water in the mantle // Geophys. Research Abstracts. – 2003. – V. 5. – P. 04395.
14. Гусев Ф.И., Семенов Б.Г. Новые данные по магматизму и оруденению Калутинского месторождения, Горный Алтай // Руды и металлы. – 2005. – № 4. – С. 27–32.
15. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 23. – С. 119–129.
16. Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в формировании гигантских магмо-рудно-метасоматических систем // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Матер. XIV Междунар. конф. – Петрозаводск, 2008. – С. 159–161.
17. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Томск, 2006. – 50 с.
18. Матвеева Э.В., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявление зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. – 1978. – № 3. – С. 564–568.

Поступила 10.03.2009 г.

УДК 550.838:551.243+553.41+552.321.5

МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ГЕНЕРАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОРУДЕНЕНИЯ: ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ

А.И. Гусев, А.Ф. Коробейников*

Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукшина

E-mail: anzerg@mail.ru

*Томский политехнический университет

E-mail: lev@tpu.ru

Приведены данные по мантийно-коровому взаимодействию в различных типах оруденения, выявляемого в аномальном строении и изменении геофизических параметров на профилях ГСЗ МОВЗ. Приведено положение месторождений золото-серебряно-го, золото-черносланцевого, магматогенного железо-титан-ванадиевого, золото-обогащенного колчеданного барит-полиметаллического оруденения на глубинных профилях ГСЗ МОВЗ – «Базальт» и на профиле МТЗ МОГТ «Батолит-1-СБ». Месторождения контролируются зонами мантийных глубинных разломов, по которым происходило взаимодействие мантийных и коровых источников. Мантийно-коровое взаимодействие при формировании месторождений выявляется в аномальных соотношениях изотопов Sr, Nd, Pb, U в рудогенерирующих магматитах, а также соотношениями изотопов серы в сульфидных рудах.

Ключевые слова:

Мантийно-коровое взаимодействие магматизма и метасоматизма, петрологические и геофизические факторы мантийно-корового взаимодействия.

Введение

Крупные эндогенные месторождения образуют динамически взаимосвязанные магматические, рудные и метасоматические системы (МРМС), имеющие специфические особенности. Как правило, в них обнаруживаются полихронный интрузивный магматизм и длительно развивающиеся метасоматические и рудные образования, в которых проявляется мантийно-коровое взаимодействие [1]. Опыт составления карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1000 000 нового поколения показывает, что эмпирические связи магматизма и оруденения в большинстве случаев исчерпали свои возможности и в подавляющей части конкретных ситуаций не помогают выделению не только металлогенических

таксонов разного ранга, но и не приближают к руде (низкая поисковая эффективность). Рудообразование несёт в себе черты не только коровых процессов, но и мантийных. Следовательно, в прогнозно-поисковом комплексе без привлечения данных и процессов глубоких геосфер Земли не обойтись. Объективный прогноз эндогенного оруденения может быть осуществлён на геофизической, петрологической базе и генетических связях магмогенерирующих систем, имеющих мантийную природу с расшифровкой особенностей их флюидного режима.

В последнее время особенно активно разрабатываются концепции магмо- и рудообразования в связи с плюмтектоникой [2]. Многочисленные

признаки плюмтектоники и мантийно-корового взаимодействия в становлении магматизма и золотого, редкометалльного, титан-ванадиевого и других типов оруденения устанавливаются для Алтае-Саянского региона, Кавказа, Казахстана, Забайкалья, Узбекистана и других регионов [1, 3, 4].

Геофизический и петрологический базис мантийно-корового взаимодействия

Исследованиями российских [2, 5] и зарубежных геофизиков [6, 7] комплексом методов (в том числе, сейсмической томографией) получены новые данные о неоднородности литосферы для континентальных, островодужных и океанических обстановок в интервалах глубин от 50 до 2900 км. Разработана новая парадигма геотектоники, увязывающая в единое целое процессы, протекающие в разных геосферах: коре, верхней мантии (тектоника плит), нижней мантии (плюмтектоника) и внешнем ядре (тектоника роста). Уточнена конвекционная модель химической дифференциации мантии. Границы фазовых переходов (410 и 660 км) связаны с изменением вязкости мантии. По данным анализа сейсмической томографии и гравиметрических данных установлено разуплотнение (дефицит масс) мантии на глубинах 550 км и под границей 670 км под азиатским и частично другими континентами [5].

Конвекционная модель мантии исходит из отчётливого разделения её на две части: деплетированная в верхней и обогащённая несовместимыми элементами в нижней. Это заключение подтверждено также методом сейсмической томографии и основано на интенсивности изменения релеевских чисел. Переосмысливается значимость устоявшихся представлений на роль мантийных процессов и в минерогении земной коры. Указывается на значительную роль мантии в металлогении верхней литосферы.

Важное значение придаётся положению аномальной мантии под складчатыми сооружениями, оказывающими влияние на мантийный магматизм и оруденение. Так, для Горного Алтая глубина кровли аномальной мантии от подошвы земной коры превышает 600 км, но менее 660 км. Указанная аномальная мантия на глубине 660 км связана с изохимическим фазовым переходом γ -оливин — перовскит — магнезиовюстит. Согласно экспериментальным данным М. Акаоги, А. Танаки, Е. Ито [8] такое положение фазовой границы перехода соответствует температуре выше нормальной ($\approx 1600^\circ\text{C}$) геотермы, указывая на аномальный мантийный тепловой поток под Алтаем. При этом повышение температуры в зоне фазового перехода на 100°C ведёт к сокращению мощности между границами «410» и «660» примерно на 15 км. Температура в зоне фазового перехода на отметке «660» активно влияет на окислительно-восстановительное состояние глубинного вещества, мерой которого может служить летучесть кислорода ($f\text{O}_2$). Наимень-

шим значениям $f\text{O}_2$ соответствуют флюиды с высокой долей CH_4 (до 90...97 мол. %), наибольшим — флюиды с высокой долей CO_2 и H_2O , а промежуточным (значения $f\text{O}_2$ буферного равновесия CCO) — флюиды со свободным углеродом. Алтайскому региону соответствуют флюиды магматогенного генезиса с максимальной величиной фугитивности кислорода, а, следовательно, и с высокой долей CO_2 и H_2O [3].

Под Алтайским сооружением обнаруживается отрицательная аномалия скоростей сейсмических волн [5]. Формирование современной структуры Алтайского орогена произошло в позднем кайнозое путём скучивания пластичной литосферы под действием транспрессионных субгоризонтальных напряжений общего северо-восточного направления. Этот механизм обусловлен динамикой Индийского индентора. При этом происходит деформирование литосферы в виде «пластического» обтекания её вокруг жёсткого упора, представленного Хангайским сводом, расположенным восточнее Алтая. Кроме того, «пластическое» обтекание со сдвиговой составляющей Телецко-Чулышманского и Шапшальского блоков наблюдается со стороны соседних Северо-Холзунского, Уймено-Лебедского и Верхне-Лебедского тектонических блоков в направлении с запада на восток. В тоже время на основании GPS-геодезии установлено поле геодинамических напряжений противоположного направления в пределах Рудного Алтая, Кузбасса, Западной Тувы, где преобладают северо-западные векторы перемещений [5]. Такая высокая пластичность и реологическая ослабленность верхней литосферы в районе Алтая и прилегающих территорий связана с повышенным тепловым полем, а также повышенной гидратированностью мантии. На основании расчёта компонент тензора сеймотектонической деформации: широтной, меридиональной и вертикальной для Алтае-Саянской области получены структуры выжиманий горных масс (структуры II типа). Причина образования структур вертикального раздавливания или выжиманий горных масс (II тип) обусловлена сильной обводнённостью пород, что, видимо, определяет их повышенную способность к деформированию. Повышенная обводнённость горных масс определяется по высокому поглощению поперечных волн. Аномально высокая обводнённость горных масс региона, вероятно, обусловлена затягиванием воды в процессе заложения и функционирования трансформной континентальной окраины и суперплюма (на этапе $\text{O}-\text{P}_1$). Следовательно, мантийный магматизм в регионе должен характеризоваться обилием флюидов, в том числе и мантийного генезиса, обогащённых такими компонентами, как CO_2 и H_2O .

Локальные тектонические блоки, в которых зафиксировано мантийно-коровое взаимодействие, характеризуются аномальным строением. Так, перспективный на золото-серебряное оруденение Чарышский тектонический блок Горного Алтая аномален тем, что в глубинном строении блока от-

мечается резкое воздымание границы Конрада (до 10 км) и небольшое опускание границы Мохо (от 50 до 52 км). На профиле ГСЗ-МОВЗ «Базальт» (р. Иртыш – р. Неня) просматривается значительная расслоенность литосферы, подчёркиваемая резкой сменой геофизических характеристик по разрезу. Суричское золоторудное поле этого узла сопряжено с резкой градиентной зоной (ΔT от +800 до –200 нТл; ΔG от –30 до –57 нТл) и приурочено к краевой части крупного воздымания изолиний продольных скоростей V_p и изолиний плотности G . Отмеченному воздыманию отвечает, вероятно, поднятие мантийного астенолита, дериватом которого являются расслоенные габброидные интрузии Харловского рудного узла с оруденением Fe, Ti, V. А эпitherмальное золото-серебряное и жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение перспективного Суричского рудного поля локализуется в краевой части этого воздымания блоков

пород со специфическими геофизическими параметрами и к резкому их опусканию, что, вероятно, связано с разуплотнением и гранитизацией, проявленных на глубоких уровнях литосферы. На профиле ГСЗ отчётливо видно, что резко градиентной зоне отвечает разлом мантийного заложения. На графике ΔT этому участку соответствует разлом, отражающийся резким пиком понижения значений магнитного поля (рис. 1). Следовательно, депрессионная структура была заложена в узле пересечения глубинного мантийного разлома северо-восточного простирания на пересечении с зоной разлома северо-западной ориентировки. Гранодиориты усть-беловского комплекса из этого тектонического блока в координатах $\epsilon Sr - \epsilon Nd$ тяготеют к хондритовому резервуару, приближаясь к источнику ЕМ II. Близкую позицию эти гранитоиды занимают по соотношению изотопов стронция и свинца, указывая на источник магмы типа ЕМ II [9].

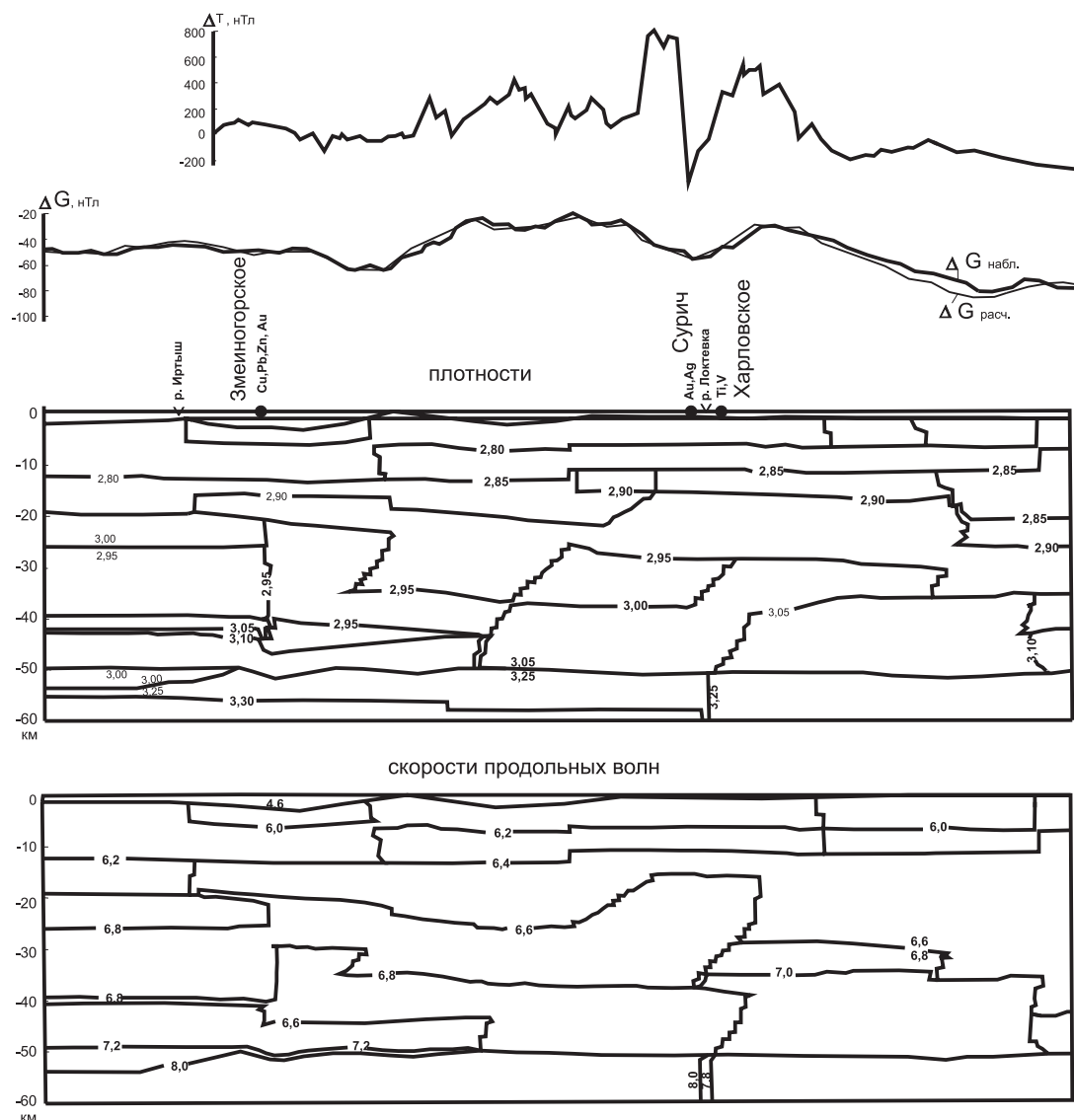


Рис. 1. Положение золото-серебряного месторождения Сурич, железо-титан-ванадиевого Харловского и золото-колчеданного барит-полиметаллического Змеиногорского месторождений на профиле ГСЗ-МОВЗ «Базальт» (р. Иртыш – р. Неня). Профиль составлен в ВИРГ-Рудгеофизика С.А. Козловым и Т.И. Степановой)

Базитовые и гранитоидные магматические образования региона в фанерозое имели мантийный источник. Становление некоторых фельзических образований происходило при участии корового материала. Соотношение изотопов стронция ($\epsilon(\text{Sr})_t=12,0$) и неодима ($\epsilon(\text{Nd})_t=6,74$) в гранитоидах саракокшинского комплекса (ϵ_3) свидетельствуют об образовании их из мантийного источника, близкого по составу к умеренно-деплетированной мантии (PREMA) (рис. 2).

Этот компонент мантии был выделен исходя из допущения о смешении различных конечных компонентов в истории Земли, что в конечном итоге привело к появлению компонента в виде преобладающей мантии (PREMA) [10].

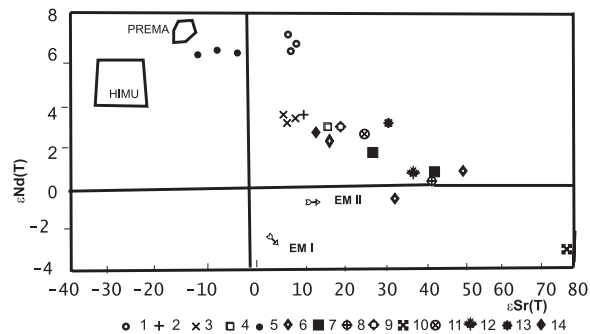


Рис. 2. Диаграмма $\epsilon(\text{Sr})_t - \epsilon(\text{Nd})_t$ по Зиндлеру и Харту [10] для интрузивных пород Горного Алтая: 1) плагиограниты Саракокшинского массива (ϵ_3); 2) гранодиориты синюхинского комплекса (D_{1-2}); 3) тоналиты Синюхинского массива (D_{1-2}); 4) лейкограниты Турочакского массива (D_2); 5) пироксениты, сиениты, карбонатиты комплекса эдельвейс (O); 6) гранодиориты усть-беловского комплекса (D_3); 7) граниты Белокурихинского массива (P_2-T_1); 8) лейкограниты Бабырганского массива (T_1); 9) гранодиориты змеиногорского комплекса (D_3); 10) сподуменовые граниты Алахинского массива (J_1); 11) граниты Киндерлинского массива (D_3); 12) граниты боровлянского комплекса (D_3-C_1); 13) граниты кубадринского комплекса (D_1); 14) гранодиориты каракудюрского комплекса (D_1)

Отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в плагиогранитах составляют 18,3. Для гранодиоритов каракудюрского комплекса (D_{1-2}) соотношения тех же изотопов ($\epsilon(\text{Sr})_t=13,16$; $\epsilon(\text{Nd})_t=3,53$) указывает на промежуточное положение мантийного источника между PREMA и EM II. Материал мантии EM II понимается как компонент обогащенной мантии и смешения компонентов мантии и нижней коры в случае промежуточного положения между PREMA и EM II [10]. Компонент EM II, характеризуясь высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, низкими значениями $\epsilon(\text{Nd})$ и относительным обогащением радиогенным свинцом, связывается с затягиванием в мантию терригенных осадков. Близкие характеристики имеют тоналиты синюхинского комплекса (D_{1-2}). Для пироксенитов, сиенитов и карбонатитов комплекса эдельвейс (O) приводится также материал мантии типа PREMA [11]. Редкометалльные ранне-среднепалеозойские гранитоиды региона показывают материал мантии типа DM (деплетирован-

ной мантии), HIMU (умеренно-деплетированной), а также EM II, как компонент обогащенной мантии в смешении с материалом верхней коры. Близкое положение занимают указанные рудогенерирующие магматиты на диаграмме соотношений изотопов стронция и свинца. Таким образом, магматизм Алтайского региона на основании изотопии стронция и неодима показывает различные компоненты мантии (деплетированной, умеренно деплетированной, обогащенной, смешанной), которые отразились на изначальной металлогенической специализации магм с мантийной составляющей. Вариации состава оруденения, вероятно, обязаны флюидному режиму конкретных магматических очагов, а также определяющей роли насыщенности и активности летучих компонентов в магматогенных флюидах, рассматриваемых нами ниже.

Приведенные данные однозначно указывают на значительное участие в верхней литосфере магматических образований, имеющих мантийный генезис. Это особенно важно для палеозойского этапа формирования литосферных тектонических блоков. В последние годы установлено, что в раннем палеозое регион развивался по схеме трансформной континентальной окраины. Однако, широко проявленный интрузивный магматизм этого периода (синюхинский (D_{1-2}), топольнинский (D_2), усть-беловский (D_3), каракудюрский (D_1) комплексы) имеет мантийные характеристики. Наши данные, а также опубликованные материалы по АССО, касающиеся соотношений стабильных изотопов Sr, Pb и Nd в магматитах [12], реставрируют первичный мантийный протолит (источники EM II, PREMA), претерпевший частичное плавление. Генерирование этих магм происходило в результате возникновения на границе ядра и нижней мантии суперплюма в раннем-среднем ордовике [2]. По нашим данным возникновение суперплюма следует относить к рифею – времени зарождения и раскрытия Палеоазиатского океана. Мантийные магмы формировались под воздействием суперплюма в верхней мантии, а затем поднимались к подошве континентальной литосферы, где испытывали частичное плавление [2]. Результатом частичного плавления первичного мантийного протолита и явились магматические образования указанных комплексов, имеющих мантийные характеристики. Эти данные указывают на то, что палеозойская трансформная континентальная окраина испытывала активное влияние со стороны нижней мантии при активном влиянии суперплюма. Мантийные характеристики имеют также изотопные соотношения серы в сульфидах золоторудных образований Синюхинского, Майского, Оюкского и других месторождений. Соотношения изотопов рудного свинца (в галените) многих месторождений Алтая (Синюхинского, Каянчинского, Кызыл-Чинского, Коуринского, Ульменского и других) близки к метеоритной изохроне [13].

Влияние суперплюма подтверждается и при формировании магматизма и оруденения в ранний

рифей-кембрийский этап. Соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в магматитах ульменского комплекса (E_2) составляют 0,703...0,706, а содержание тяжёлого изотопа серы ($\delta^{34}\text{S}$) в сульфидах Ульменского золото-медно-скарнового проявления варьирует от +1,2 до +3,2, указывая на неконтаминированный магматический мантийный источник серы. Формирование медно-никелевого оруденения с платиноидами и золотом в островодужных офиолитах Сеглебирского массива (E_1) также осуществлялось при активной роли плюмтектоники. Становление наиболее высоких концентраций золота, никеля и обогащение ЭПГ в рудных телах происходило при участии высоко восстановленных трансмагматических флюидов из более глубоких горизонтов мантии, преобразующих альпинотипные гипербазиты, и несущих помимо калия, натрия, кремнекислоты, серы, также и металлы: платиноиды, никель, медь, хром.

Положение золото-колчеданного барит-полиметаллического Змеиногорского месторождения на профиле ГСЗ-МОВЗ «Базальт» в Рудном Алтае характеризуется специфической картиной границ плотности и скорости продольных сейсмических волн, которые имеют вертикальное положение на некоторых участках, указывающее на трассирование глубинного разлома мантийного заложения. Предполагается также мантийно-коровое взаимодействие по этому разлому при формировании колчеданных месторождений Рудно-Алтайского металлогенического пояса.

В последнее десятилетие среди вулканогенных колчеданных месторождений выделяется самостоятельная группа золото-обогащённых объектов [14], в которых золото имеет промышленное значение. В Рудном Алтае золото-обогащённые колчеданные месторождения встречаются часто и являются предметом промышленного извлечения золота и серебра. Имеются и месторождения, в которых золото содержится в незначительных количествах. В этой связи при изучении магмо-рудно-метасоматических колчеданных систем возникла фундаментальная проблема выяснения петрологических критериев этих систем, обуславливающих повышенную их золотоносность.

Как известно, в Рудном Алтае выделяется несколько временных уровней распространения стратифицированных вулканитов и колчеданного оруденения. При этом происходит омоложение возраста вулканогенных пород и руд в пределах Рудноалтайского металлогенического пояса в направлении с юго-востока на северо-запад. Золото-обогащённая минерализация ассоциирована с наиболее кислыми вулканическими центрами эмс-эйфельской вулканической фазы (Лениногорский, Зыряновский, Змеиногорский рудные районы). Вулканогенные массивные сульфидные (VMS) месторождения с заметно меньшими концентрациями золота Прииртышского, Золотушинского и Рубцовского рудных районов связаны с последующим живет-

франскими бимодальными базальт-риолитовыми вулканическими породами. Кроме того, в пределах конкретных рудных узлов наблюдается закономерность — наиболее золото-обогащёнными являются самые ранние фазы вулканогенно-гидротермальной деятельности, а более поздние характеризуются заметно пониженной золотоносностью.

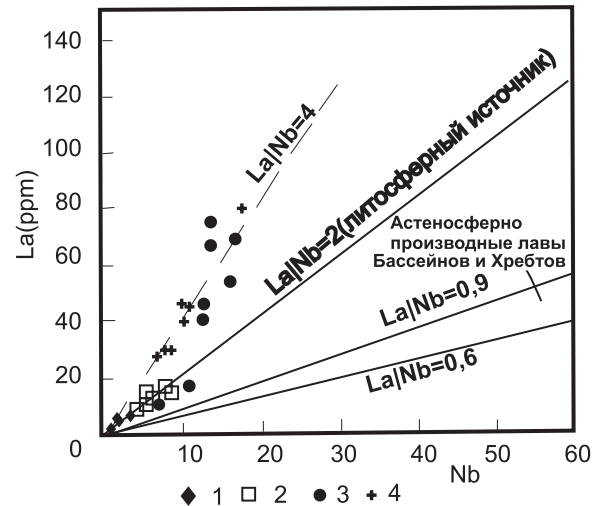


Рис. 3. Диаграмма La – Nb по [15] для кислых вулканогенных пород Рудного Алтая. Границы астеносферно производных лав Бассейнов и Хребтов по [16]. Риолиты и риодациты разновозрастных свит Рудного Алтая: 1) пихтовской (D_2), 2) каменевской (D_{2-3}), 3) мельничной (D_{1-2}), 4) крюковской (D_{1-1})

На диаграмме La–Nb (рис. 3) соотношения указанных элементов в кислых лавах Рудного Алтая закономерно разделяются на кластеры фигуративных точек: самые ранние по времени формирования и наиболее золотоносные системы (Риддер-Сокольная, Змеиногорская, Зареченская, Майская и др.) имеют самые высокие содержания и соотношения La/Nb (для крюковской свиты, вмещающей Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и др. месторождения Казахстана, отношение La/Nb варьирует от 3,75 до 5,33, среднее – 4,31; для мельничной свиты с Зареченским, Змеиногорским, Майским и др. месторождениями Российской части Рудного Алтая эти соотношения колеблются от 1,32 до 5,78, среднее значение – 3,1). Соотношения La/Nb в лавах заводской (D_2) и каменевской свит (D_{2-3}) значительно ниже (от 1,62 до 2,1, среднее значение 1,79). Колчеданные объекты, связанные с этим уровнем, небольшие, и концентрации золота в них резко снижены. Следует отметить, что с этим уровнем в Змеиногорском районе, связаны проявления субвулканического золото-серебряного типа (Черепановское месторождение). Лавы пихтовской свиты, с которой не связаны колчеданные объекты, на диаграмме занимают поле наиболее низких концентраций лантана и ниобия. Из диаграммы следует, что золото-обогащённые колчеданные магмо-рудно-метасоматические системы Рудного Алтая имеют мантийный литосферный источник с различным соотношением мантийного и литосферного

компонентов. Наиболее золото-обогащённые системы характеризуются увеличением литосферного компонента по сравнению с мантийным.

На диаграмме K_2O-MgO (рис. 4) также наблюдается разделение существенно золото-обогащённых и слабо-обогащённых систем Рудного Алтая. При этом золото-обогащённые системы тяготеют к высоко-калиевой серии, генерированной в процессе частичного плавления гранатового перидотита, а слабо-обогащённые – к низко- K_2O , формирующейся в результате частичного плавления шпинелевого перидотита. При этом, первые из них характеризуются повышенными содержаниями F и такими несовместимыми элементами как Th, U, La, Ba, Ce, Y, Rb, Pb.

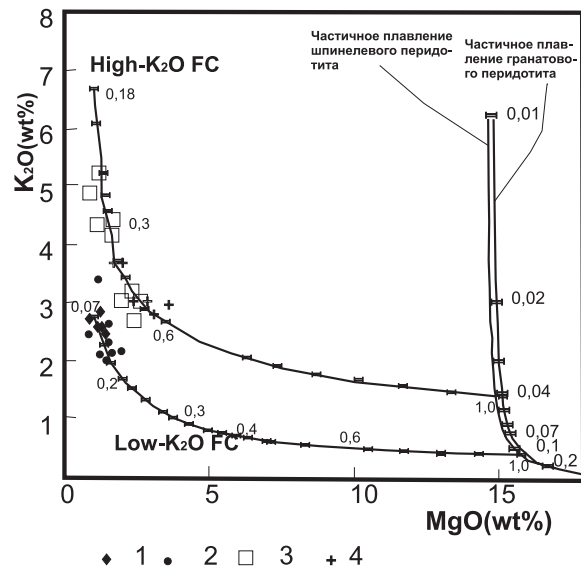


Рис. 4. Диаграмма $K_2O - MgO$ по [15] для кислых вулканических пород Рудного Алтая. Вертикальные линии частичного плавления перидотитов с использованием составов мантийных ксенолитов по [17]. Условные обозначения см. на рис. 3

На диаграмме $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ золото-обогащённые системы располагаются, преимущественно в поле риолита-дацита и тяготеют к границе раздела щелочных риолитов и нормальных риолитов-дацита.

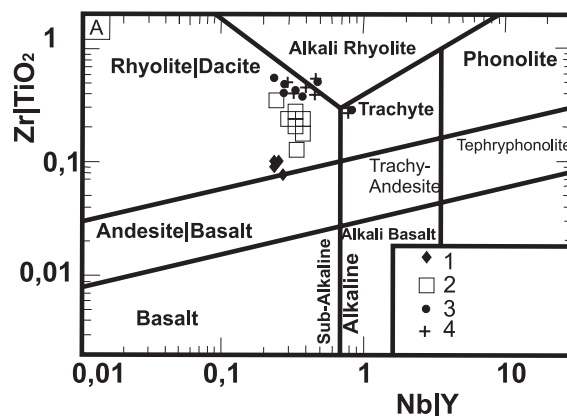


Рис. 5. Диаграммы $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ по [18] и $Nb - Y$ по [19] для кислых вулканических пород Рудного Алтая. Риолиты и риодациты разновозрастных свит Рудного Алтая: 1) пихтовской (D_3), 2) каменевской (D_{2-3}), 3) мельничной (D_{1-2}), 4) кряковской (D_{1-2})

Единичные анализы кислых лав попадают в поле трахитов и щелочных риолитов (рис. 5). На диаграмме соотношений $Nb - Y$ самые ранние золотоносные системы попадают в поле обстановок внутри плитовых и аномальных океанических хребтов, а единичные пробы – в поле океанических хребтов (рис. 5). Таким образом, вулканы Рудного Алтая по соотношениям проанализированных иммобильных микроэлементов не образуют единого поля, а распадаются на отчётливые кластеры, тяготеющие к разным геодинамическим обстановкам: ранние золото-обогащённые дериваты попадают в поле анорогенных внутриплитных обстановок и аномальных океанических хребтов (имеют близость к А-типу), а поздние, начиная с живета, формировались в обстановке вулканических островных дуг и имеют чёткие характеристики I-типа.

На диаграмме $La UCN - Sm UCN$ по [20] наблюдается также разделение разновозрастных кислых вулканических пород Рудного Алтая. При этом, риолиты и риодациты золото-обогащённых колчеданных объектов тяготеют к источнику обогащённой мантии, в то время как не золотоносные образования ближе к источнику верхней коры (рис. 6).

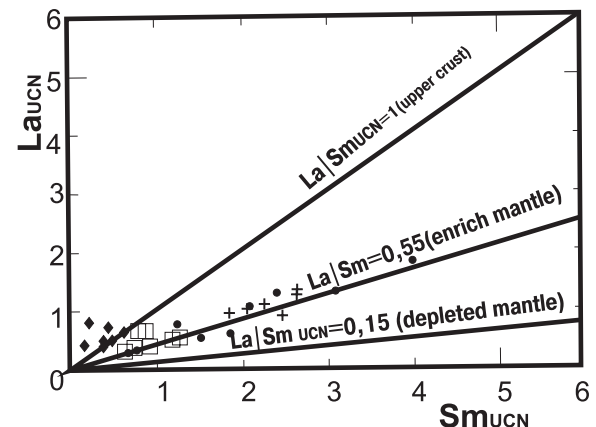
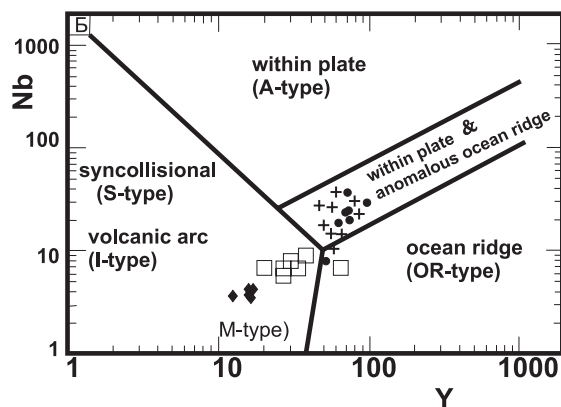


Рис. 6. Диаграмма $LaUCN - SmUCN$ по [20] для кислых вулканических пород Рудного Алтая. $LaUCN$ и $SmUCN$ – значения концентраций лантана и самария, нормализованные на верхнекоревые значения по [21]. Остальные условные обозначения см. на рис. 5



Таким образом, кислые вулканыты золото-обогащённых колчеданных месторождений (VMS) в Рудном Алтае относятся к самым ранним по времени формирования. Их геодинамическая обстановка формирования близка к внутриплитной и аномальных океанических хребтов, в то время как поздние вулканыты (начиная с живета) и связанные с ними слабо золотоносные месторождения близки к обстановке вулканических островных дуг, отражая различные соотношения мантийного и корового компонента в своём формировании.

Известное золоторудное месторождение Олимпиада на профиле Батолит – 1 – СБ характеризуется специфическими особенностями.

Профиль построен на основе сейсморазведочных работ МОГТ и электроразведочных работ МТЗ. В составе консолидированной земной коры выделены 3 сейсмогеологических комплекса. Сверху вниз просматриваются гранитогнейсовый и гранулитогнейсовые комплексы с подразделением на подкомплексы; в нижней части коры залегают образования гранулитобазитового комплекса (протогора). В пределах Енисейского тектонического пояса, к которому приурочено месторождение Олимпиада на уровне нижнего сейсмокомплекса, выделяется переходная зона кора-мантия.

На профиле под месторождением Олимпиада видны отчётливые субвертикальные полосы (на всех специализированных разрезах: временном, мгновенных частот и мгновенных амплитуд), уходящие глубоко в мантию и отражающие положение глубинного мантийного разлома.

Близкая картина наблюдается для месторождения Олимпиада также и на профиле Алтай-Северная Земля (III – СБ).

На обоих профилях дешифрируется положение гипсометрии поверхности Мохоровичича (М). При этом для района месторождения Олимпиада характерны максимальные глубины залегания границы М (50...60 км) с резким её подъёмом к северу от месторождения. Следует отметить, что опорный маршрут «Батолит», отработанный методикой ОГТ, проходит практически по линии профиля ГСЗ, работы по которому выполнялись в 80-е гг. прошлого века. Сопоставление гипсометрии двух основных границ раздела (кровли консолидированной земной коры и границы М) по данным МОГТ и ГСЗ хорошо совпадают в районе месторождения Олимпиада. Таким образом, на основе сейсморазведочных, электроразведочных работ и данных ГСЗ в районе месторождения Олимпиада выявляются аномальные положения границ Мохо, кровли консолидированной земной коры. При этом дешифрируется глубинный разлом мантийного заложения, игравший важную роль в процессах мантийно-корового взаимодействия при формировании месторождения.

Обсуждение результатов и выводы

Приведенные нами результаты показывают, что во многих случаях плитотектонические обстановки формирования магматических и рудных образований инициируются, управляются и усложняются более глубинными процессами плюмтектоники (суперплюмов), возникающими в нижней мантии и на границе с ядром. В процессе возникновения суперплюма и формирования диапира он представляет собой сложную магмо-флюидную смесь с рассеянными рудными компонентами и обогащённые некогерентными элементами. Флюидная составная часть имеет весьма восстановленное состояние. В ходе подъёма мантийного диапира, длящегося десятки и сотни миллионов лет, вещество его, попадая в новые термодинамические условия, начинает дифференцироваться. И только по достижении твёрдой литосферы, где возникают «глубинные» магматические очаги, происходит его распад и дифференциация сложного по составу компонента суперплюма, происходит контаминация корового материала и разделение на магматический и флюидный ингредиенты. Взаимодействие с литосферой сопровождается обогащением дифференциатов магмо-флюидодинамических систем водой. Флюиды адсорбируют и захватывают с собой рудные компоненты и переносят их в рудо локализирующие коровые структуры. Вероятно, повторные порции нижнемантийного вещества, достигающие «глубинных» магматических очагов, были многократными, о чём свидетельствуют многофазные массивы рудогенерирующих магматитов и мультифазные дайковые серии (до-, син- и пострудные), включающие долериты, лампрофиры, которые, как правило, характеризуются более высоко восстановленным характером флюидов и повышенными концентрациями летучих компонентов (углекислоты, фтора, хлора, бора и других), рассматриваемых как трансмагматические мантийные флюиды.

В коровых МРМС в магматогенной части фиксируется различная степень контаминации корового материала мантийными магмами. Для Алтайского региона устанавливается закономерная смена компонентов мантии. На более ранних этапах — это источник типа PREMA (превалирующей мантии) и близкий к нему, а на более поздних — источник обогащённой мантии типа EM II. Рудогенерирующий потенциал магматитов определяется различной степенью окисленности-восстановленности флюидов, повышенными концентрациями летучих компонентов. Соотношение различных летучих компонентов в магматогенных флюидах определяет металлогенический профиль оруденения. Для редкометалльного оруденения характерны повышенные концентрации и активность фтора, бора, воды, для золотого — хлора, углекислоты, бора.

Месторождения локализуются в областях аномальных параметров в геофизических разрезах и на профилях ГСЗ, отличаясь значительной расслоенностью литосферы и верхней мантии. Мантийно-коровое взаимодействие в петрологическом аспекте

фиксируется в аномальных (мантийных) метках изотопов Sr, Pb, Nd в рудогенерирующих магматитах и серы и свинца — в сульфидах рудных тел. Мантийные метки имеют также соотношения некоторых редких земель и несовместимых элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коробейников А.Ф. Мантийно-коровые рудообразующие системы комплексных месторождений благородных и редких металлов. — Томск, 2007. — 130 с.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. — 409 с.
3. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. — Томск: Изд-во «СТТ», 2003. — 308 с.
4. Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в формировании гигантских магмо-рудно-метасоматических систем // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Матер. XIV Междунар. конф. — Петрозаводск, 2008. — С. 159–161.
5. Тычков С.А., Владимиров А.Г. Модель отрыва субдущированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии // Доклады РАН. — 1997. — Т. 354. — № 2. — С. 238–241.
6. Dixon J. Temporal evolution of water in the mantle // Geophys. Res. Abst. — 2003. — V. 5. — P. 394–395.
7. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // The Journal of Geological Society of Japan. — 1994. — V. 100. — № 1. — P. 4–23.
8. Akaogi M., Tanaka A., Ito E. Garnet-ilmenite-perovskite transitions in the system $Mg_4Si_4O_{12}$ - $Mg_3Al_2Si_2O_{12}$ at high pressures and high temperatures, phase equilibria, calorimetry and implications for mantle structure // Phys. Earth Planet. Inter. — 2002. — P. 303–324.
9. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — Томск, 2006. — 50 с.
10. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. — 1986. — V. 14. — P. 493–571.
11. Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z. Sr-Nd system evolution and geochronology of carbonatite-bearing complexes from the western part of Altai-Sayan folded region and the Enisei Ridge // Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia: Third Workshop Abstracts. — Novosibirsk, 2001. — P. 119–122.
12. Kruk N.N., Rudnev S.N. et al. Sr-Nd isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region // Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. — Novosibirsk, 2001. — P. 68–72.
13. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. — 2005. — № 23. — С. 119–129.
14. Chiaradia M., Tripodi D. et al. Geologic setting, mineralogy, and geochemistry of the Early Tertiary Au-rich volcanic-hosted massive sulfide deposit of La Plata, western Cordillera, Ecuador // Econ. Geol. — 2008. — V. 103. — P. 161–183.
15. Putirka K., Busby C.J. The tectonic significance of high- K_2O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology. — 2007. — V. 35. — P. 923–926.
16. DePaolo D.J., Daley E.E. Neodymium isotopes in basalts of the S-W Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension // Chemical Geology. — 2000. — V. 169. — P. 157–185.
17. Beard B.L., Glazner A.F. Trace elements and Sr and Nd isotopic composition of mantle xenoliths from the Big Pine volcanic field, California // Journal of Geophysical Research. — 1995. — V. 100. — P. 4169–4179.
18. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. — 1977. — V. 20. — P. 325–343.
19. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. — 1984. — V. 25. — P. 956–983.
20. Piercey S.J., Peter J.M., Mortensen J.K., Paradis S., Murphy D.C., Tucker T.L. Petrology and U-Pb Geochronology of Footwall Porphyritic Rhyolites from the Wolverine Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Yukon, Canada: Implications for the genesis of Massive Sulfide Deposits in Continental Environments // Econ. Geol. — 2008. — V. 103. — P. 5–33.
21. McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2001. — V. 2. — Paper 2000GC000109. — 24 p.

Поступила 10.03.2009 г.