

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.М. Спиридонов, Л.Д. Зорина

Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

На основе формулы генотипа, предложенной Л.Н. Овчинниковым, построены геолого-генетические модели золоторудных месторождений мезозойского возраста забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса, расположенных в очагово-купольных и очагово-депрессивных структурах. Формула генотипа включает 12 факторов, характеризующих геологические процессы, порождающие рудообразование, их глубинность, геодинамическую обстановку, источники рудного вещества, рудообразующего раствора и энергии рудного процесса, состав рудообразующего раствора, среду и механизм отложения, зональность, взаимодействие с вмещающими породами и термодинамическую обстановку рудоотложения.

Геолого-генетические модели, золоторудные месторождения, рудно-магматические системы, геодинамическая позиция, зональность, термодинамическая обстановка рудоотложения.

GEOLOGO-GENETIC MODELS OF GOLD DEPOSITS IN THE TRANSBAIKALIAN AREA OF THE MONGOLO-OKHOTSK FOLD BELT

A.M. Spiridonov and L.D. Zorina

Based on Ovchinnikov's genetic-type formula, geologo-genetic models have been constructed for Mesozoic gold deposits localized in chamber-dome and chamber-depression structures in the Transbaikalian area of the Mongolo-Okhotsk fold belt. This formula includes 12 factors that characterize ore formation processes, their depth of occurrence and geodynamic settings, the sources of ore matter and ore-forming solution, energy of ore formation processes, composition of ore-forming solution, environment and mechanism of ore deposition, zoning, interaction of ores with enclosing rocks, and thermodynamic setting of ore deposition.

Geologo-genetic models, gold deposits, ore-magmatic systems, geodynamic setting, zoning, thermodynamic setting of ore deposition

ВВЕДЕНИЕ

Вероятность возникновения в земной коре промышленных скоплений рудных металлов, в том числе и благородных, чрезвычайно мала, поскольку требуется множество природных факторов, чтобы перевести металлы из их естественного рассеянного состояния в концентрированное. Выяснению этих факторов и посвящена настоящая работа: построены генетические модели формирования золоторудных месторождений мезозойского возраста забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса, расположенных в очагово-купольных и очагово-депрессивных структурах.

Для построения моделей использована предложенная Л.Н. Овчинниковым [1] формула генотипа, позволяющая конструировать генетические модели на основе единого каркаса. Формула генотипа есть результирующая функция всех процессов, задействованных в формировании месторождений, и в общей сложности включает 12 факторов, обозначенных буквами русского алфавита (табл. 1). Выбранная модель — интегральное выражение со сложной, динамично меняющейся внутренней структурой.

При построении моделей авторы ориентировались на проведенную систематику, отражающую особенности конкретных месторождений и рудно-магматических систем (РМС) (рис. 1). Учтены результаты исследований Дарасунского, Новоширокинского, Карийского, Любавинского, Ушумунского, Ключевского, Итакинского, Бaleyского и аналогичных им месторождений.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАКТОРОВ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Фактор А. Глубинность геологического процесса, порождающего рудообразование. Наибольшим рудным потенциалом на золото в Монголо-Охотской зоне (МОЗ) обладают геохимические типы магм субщелочного ранга [4, 11—17 и др.]. Рудные тела и минерализованные зоны пространственно тяготеют к малым интрузиям (дайкам, штокам, силлам, лакколлитам и трубкам). В составе интрузий отмечаются диабазовые и диоритовые порфиры, монцитонитоиды, гибридные порфиры, плагиогранит-порфиры, гранодиорит- и гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, вулканические стекла. Еще в 60-е годы прошлого столетия М.Б. Бородаевская [18] подчеркивала, что для малых интрузий в золотоносных полях характерно развитие основных и щелочных разностей при преобладании калиевых щелочных членов над натриевыми. Это подтвердилось и более поздними исследованиями. Установлено [4, 7,

Таблица 1. Схема геолого-генетических моделей золоторудных месторождений, локализованных в очагово-купольных и очагово-депресссионных структурах забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса

Генетический параметр	Обозначение	Главные модельные показатели	
		Месторождения очагово-купольных структур	Месторождения очагово-депресссионных структур
Глубинность геологического процесса, порождающего рудообразование	А	Верхнемантийный, мантийно-коровый, А ₃ (А ₂)	Верхнемантийный, мантийно-коровый, А ₃ (А ₂)
Геодинамическая обстановка	Б	Зоны столкновения плит (коллизонная), Б ₁₀ (Б _{10б} , Б _{10в})	Рифтогенная (образование депрессий), Б _{9ж2}
Геологические процессы, порождающие рудообразование	В	Верхнемантийные, базальтоидный магматизм, В ₂	Верхнемантийные, базальтоидный магматизм, В ₂
Источники рудного вещества	Г	Верхняя мантия (очаг в земной коре), Г ₃₋₄ (Г ₂ , Г ₁₀)	Верхняя мантия (очаг в земной коре), Г ₃₋₄ (Г ₂ , Г ₁₀)
Источники рудообразующего раствора	Д	Магматические (Д ₁), грунтовые (Д ₄), смешанные (Д ₅) воды, газовый флюид (Д ₈), расплав (Д ₇)	Магматические (Д ₁), грунтовые (Д ₄), смешанные (Д ₅) воды, газовый флюид (Д ₈)
Источник энергии рудного процесса	Е	Внутреннее тепло Земли (мантийный плюм или астеносферный выступ), Е	Внутреннее тепло Земли (мантийный плюм или астеносферный выступ), Е
Рудообразующий раствор: растворитель, Ж _р жидкое растворенное вещество, Ж _ж растворенный газ, Ж _г	Ж	Вода (Ж _р) Гидроксо-, хлоридные и гидросульфидные комплексы Au, Ag, As, Cu, Bi, Pb, Zn, Sb, W, В, Fe, Hg; Na, K, Ca, Mg (Ж _ж); Cl, В, S, CO ₂ (Ж _г)	Вода (Ж _р) Гидрокарбонатные и хлоридные комплексы Au, Ag, As, Sb, Hg, Fe (Ж _ж); CO ₂ , Cl, S, F (Ж _г)
Среда отложения	З	Преимущественно алюмосиликатные породы, З ₁	Преимущественно алюмосиликатные породы, З ₁
Механизм отложения	И	Конвективный перенос вещества в сочетании с движением раствора в пористой среде, И	Конвективный перенос вещества в сочетании с движением раствора в пористой среде, И
Зональность	К	От центра к периферии: редкометаллическая → турмалиновая → актинолит-магнетитовая → колчеданная → полиметаллическая → сульфосольная → сульфоантимонитовая (К ₃)	От центра к периферии: адуляр → халцедон-кварцевая → пираргирит-миаргиритовая → арсенопирит-кварцевая → антимонит-кварцевая, К ₃
Взаимодействие с вмещающими породами	Л	Пропилиты (Л ₁), листовиты-березиты (Л ₅)	Аргиллизиты (Л ₃)
Термодинамическая обстановка рудоотложения продуктивных стадий	М	Среднетемпературная мезотермальная (М _{Т2}) T = 450—150 °C P = 2820—60 бар C _{солей} 50,5—1,2 мас. %-экв. NaCl Глубина образования 1—3 км	Низкотемпературная эпитеpmальная (М _{Т3}) T = 250—200 °C P = 165—45 бар C _{солей} 7,6—0,5 мас. %-экв. NaCl Глубина образования 200—400 м от поверхности

11—17, 19—24 и др.], что среди рудопродуцирующих интрузий РМС, локализованных в очагово-купольных и очагово-депресссионных структурах, основную роль играют производные шошонит-латитовой и высококалийевой известково-щелочной магм. Это можно проиллюстрировать на примере Дарасунской РМС (рис. 2). В золоторудных полях преобладают средние члены петрохимического ряда, обогащенные калием, летучими (F, В, Cl, CO₂, H₂O, S), Mg, элементами семейства железа (V, Cr, Ni, Co) и некогерентными литофильными элементами (Ba, Sr, Li, Rb, Be, Sn, W, Mo, Pb).

Шошонит-латитовый состав плутонических и вулканоплутонических ассоциаций предполагает мантийный источник магматических расплавов. Это убедительно доказано [4, 11—13] на основе глубокого анализа мировой литературы, изотопии стронция, закономерностей распределения редкоземельных элементов. В латитовых ассоциациях Забайкалья величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изменяется от 0,7051 до 0,7063, что хорошо согласуется с изотопным составом Sr в щелочных породах, генетически связанных с процессами генерации магмы в верхней мантии.

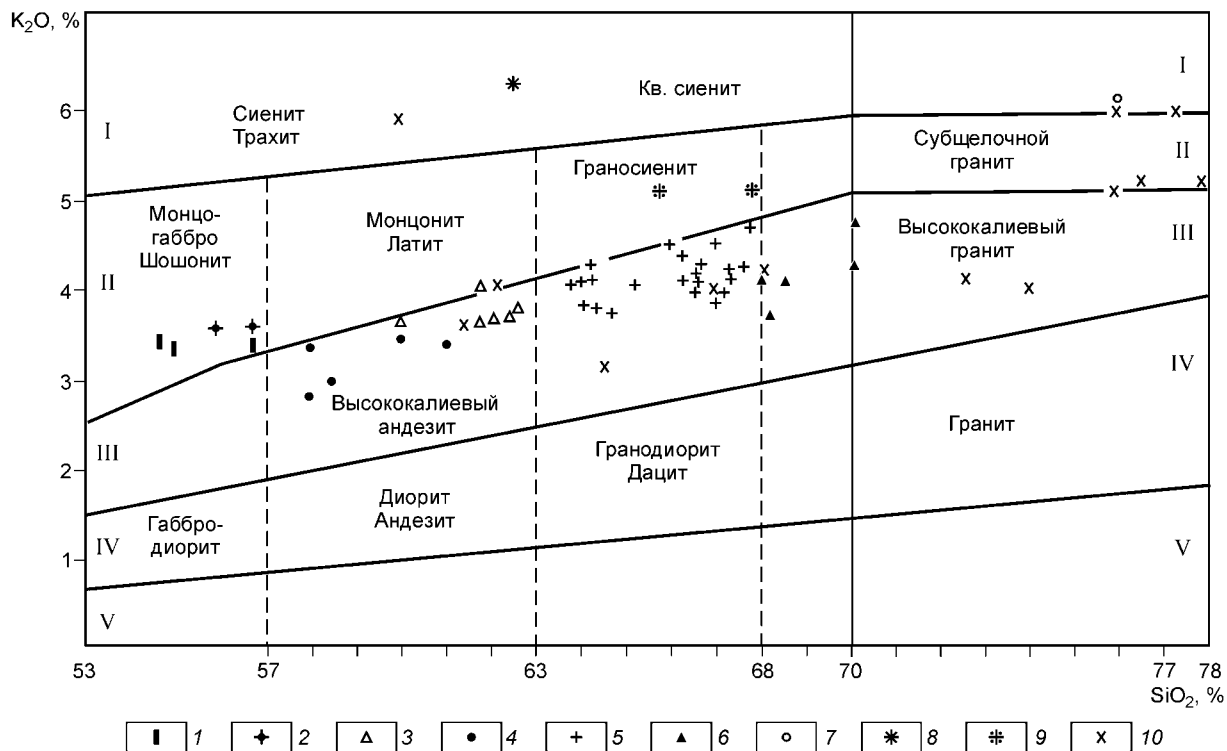


Рис. 2. Соотношение K_2O и SiO_2 в породах Дарасунской каркасной интрузии и Теремкинско-Дарасунской вулканокупольной структуры.

1—9 — породы Дарасунской интрузии: 1 — диоритовые порфиры, шток, 2 — то же, дайки, 3 — кварцевые диоритовые порфиры, шток, 4 — то же, дайки, 5 — гранодиорит-порфиры, шток, 6 — гранит-порфиры, 7 — аплиты, 8 — сиенит-порфиры, 9 — граносиенит-порфиры; 10 — вулканические породы Теремкинско-Дарасунской вулканокупольной структуры. Поля составов отдельных типов пород, по [25—27]; серии: I — калиевая щелочная, II — латитовая, III — высококалиевая известково-щелочная, IV — известково-щелочная, V — толеитовая.

По соотношениям изотопов Sr (0,7050—0,7080) на примере Дарасунской РМС [21] высказано предположение, что исходные расплавы связаны с неистощенной недифференцированной верхней мантией. Сопоставление величины Sr-изотопных отношений в прерудных пропилитах (0,7044), синрудных карбонатах (0,7046) и латитах (0,7050) убеждает в том, что источником флюидов, несущих некогерентные и рудные компоненты, были мантийные расплавы латитового состава.

Мантийное происхождение золотого оруденения подтверждается также изотопией Pb в галенитах месторождений Карийской [7] и Дарасунской РМС [21], изотопными составами серы сульфидов Дарасунской РМС ($\delta^{34}S = +0,7...+7,8$ ‰ [21, 24]) и серы раннего пирита в рудах Балейского месторождения ($^{32}S/^{34}S = 22,22$ [10]), которые близки к сере метеоритов.

Вместе с тем постоянно наблюдаемое во всех исследуемых РМС совмещение в пространстве шошонит-латитовых и известково-щелочных серий, развитие гибридных пород, резкие колебания концентраций элементов семейства железа [4], вариации значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (от 0,7050 до 0,7130) в единой вулканоплутонической структуре свидетельствуют о смешении мантийных и коровых расплавов.

Таким образом, фактор глубинности геологического процесса, порождающего рудообразование рассматриваемых золотометалльных систем, обозначается (см. табл. 1) как верхнемантийный (A_3) при влиянии внутрикорового (A_2).

Фактор Б. Геодинамическая обстановка. Как показано в работах [28, 29], основные тектонические структуры Монголо-Охотского складчатого пояса сформировались в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов (рис. 3). В формуле генотипа [1] такая обстановка имеет символ (B_{10}). Коллизионные явления, к которым относятся надвигообразование ($B_{10в}$), складчатость и магматизм, происходили на протяжении средней и большей части поздней юры. При коллизии в соприкосновение приходили неоднородные блоки земной коры с границами, имеющими различную конфигурацию. Поэтому даже в условиях сжатия в некоторый промежуток времени после коллизии проницаемость сутуры ($B_{10б}$) могла быть большей, чем проницаемость вновь образованных разломов континентальной коры.

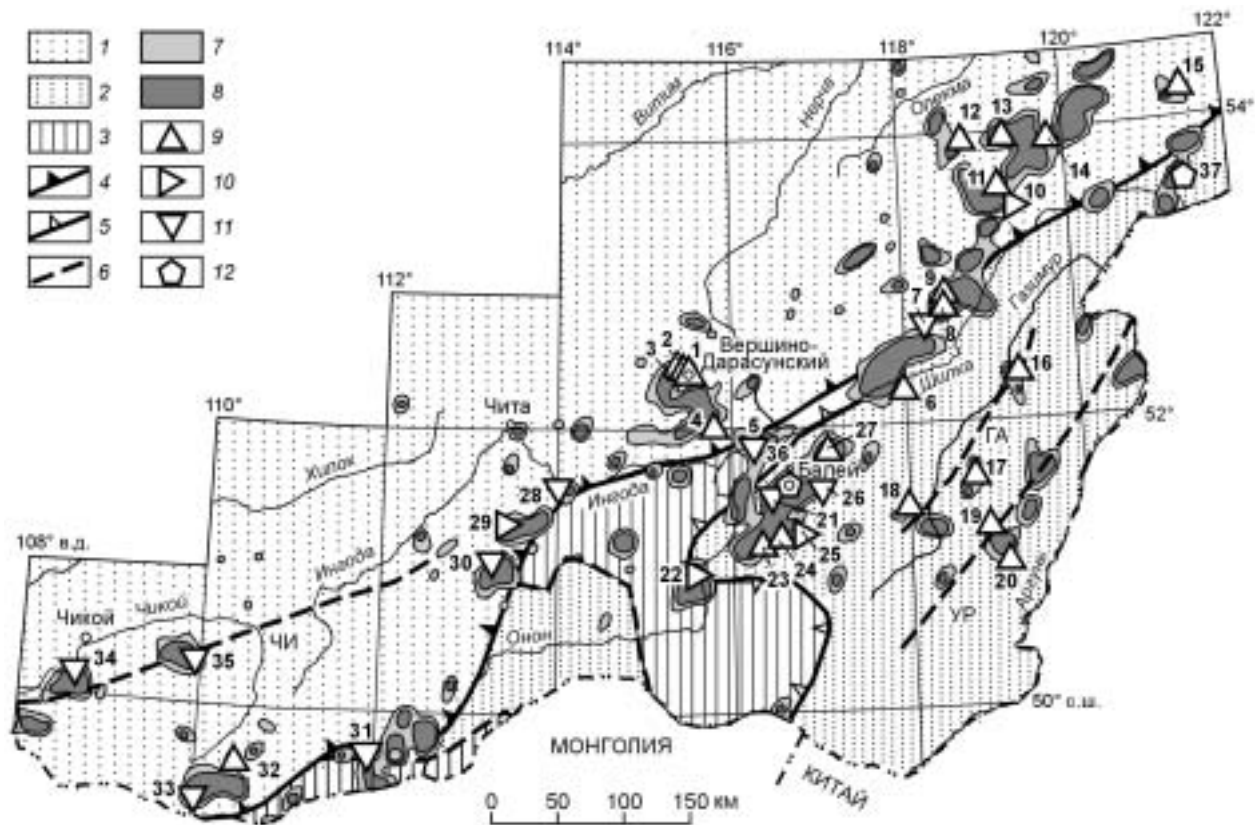


Рис. 3. Коренные месторождения и плотность рудных проявлений золота Читинской области [8, 28, 29].

Блоки континентальной литосферы, участвовавшие в среднепозднеюрской коллизии: 1 — Сибирский континент, 2 — Монголо-Китайский континент, 3 — Ононский островодужный террейн. Тектонические швы и главные разломы: 4—5 — Монголо-Охотская сутура: 4 — основная ветвь, 5 — Ононская ветвь; 6 — разломы, возникшие либо обновленные во время коллизии (ЧИ — Чикой-Ингодинский, ГА — Газимурский, УР — Урулонгуевский).

Плотность рудных проявлений золота (количество рудных проявлений на 100 км²): 7 — от 1 до 2, 8 — от 2 до 5 и более.

Месторождения золота: 9 — существенно-сульфидные мезотермальные, 10 — умеренно-сульфидные мезотермальные, 11 — малосульфидные мезотермальные, 12 — малосульфидные эпитеермальные.

Месторождения золота, существенно-сульфидные мезотермальные: 1 — Дарасунское, 2 — Теремкинское, 3 — Талатуйское, 4 — Дельмачик, 6 — Новокултуминское, 8 — Карийское (участок Сульфидный), 9 — Пильненское, 11 — Александровское, 12 — Итакинское, 13 — Уконикское, 14 — Амазарское, 15 — Кулинское, 16 — Култуминское, 17 — Новоширокинское, 18 — Аленгуйское, 19 — Козловское, 20 — Гурулевское, 23 — Шундуинское, 24 — Сосновское, 27 — Казаковское, 32 — Дабан-Горхонское; умеренно-сульфидные мезотермальные: 8 — Карийское (участки Дмитриевский и Новинка), 10 — Ключевское, 22 — Урунайское, 25 — Фатимовское, 29 — Илинское; малосульфидные мезотермальные: 5 — Апрельковское, 7 — Ушумунское, 21 — Среднеголготайское, 26 — Косачихинское, 28 — Васильевское, 30 — Туринское, 31 — Любавинское, 33 — Бальджиканское, 34 — Воскресенское, 35 — Сергинское; малосульфидные эпитеермальные: 36 — Балеysкое, Тасеевское, 37 — Олонгринское.

Повышенная проницаемость Монголо-Охотской сутуры способствовала проникновению в континентальную литосферу мантийных струй из астеносферного выступа (рис. 4), что привело к образованию очагово-купольных структур, магматизму и новому орогеническому циклу. Крупные по площади участки повышенной плотности рудных проявлений золота преимущественно тяготеют к Монголо-Охотской сутуре (см. рис. 3) и в меньшей степени — к параллельным ей разломам более высоких порядков, сформированным также во время коллизии и имеющим такое же северо-восточное простирание. Месторождения золота в этих случаях образуются в положительных разнопорядковых купольно-кольцевых структурах [4, 11, 16, 17, 20, 30—32 и др.], тесно ассоциируя с субвулканическими телами и дайками. Возникли кольцевые структуры в результате локального растяжения в кровлях магматических камер под вулканами. Купольно-кольцевые постройки включают несколько месторождений и буквально насыщены многочисленными рудопроявлениями и минерализованными точками.

В конце поздней юры и главным образом в раннем мелу в смежных областях Сибирского и Монголо-Китайского континентов широко проявился рифтогенез (Б₉ж₂) с образованием очагово-депрессивных структур. Причинами раннемелового внутриконтинентального рифтогенеза могли быть как коллапс

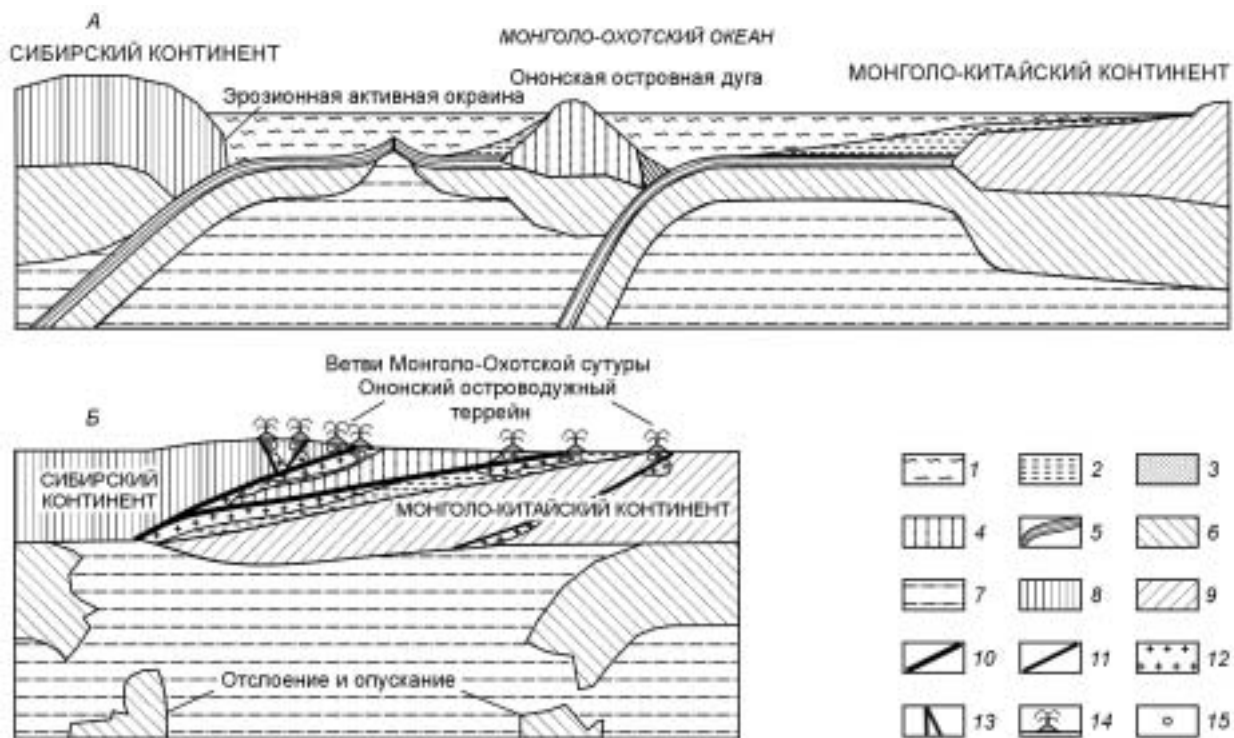


Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция закрытия Монголо-Охотского океана (А) и образование астеносферного выступа (Б) [29].

1 — Монголо-Охотский океан; 2 — осадки пассивной окраины; 3 — аккреционный клин; 4 — континентальная кора; 5 — океаническая кора; 6 — литосфера мантии; 7 — астеносфера; 8 — Сибирский континент; 9 — Монголо-Китайский континент; 10 — Монголо-Охотская сутура (основная и сопряженная ветви); 11 — разломы; 12 — плутоны; 13 — субвулканические порфиоровые штоки и дайки; 14 — центры вулканоклазивной деятельности; 15 — золоторудные месторождения.

(„расползание“ в стороны) коллизионного поднятия после прекращения сжатия, так и конвекции в мантии, связанные с сохранившей свою активность горячей точкой, перекрытой континентальной литосферой [28, 29]. В подобных структурах, не нарушая общей закономерности тяготения золотого оруденения к Монголо-Охотской сутуре (см. рис. 3), формируются раннемеловые месторождения и рудопроявления золота балейского типа. Наиболее благоприятными участками для локализации оруденения в очагово-депрессивной структуре являются также купольно-кольцевые постройки или тектонические блоки депрессии, характеризующиеся условиями воздымания на момент рудообразования.

В условиях длительного существования горячего пятна в мантии флюиды, породившие „коллизонные“ и „рифтовые“ золотые проявления, могли иметь общие источники и пути проникновения в верхнюю часть земной коры. Подмечено, что самые крупные и богатые по содержанию полезного компонента месторождения локализуются в центре купольно-кольцевых структур или поднятых блоков [4, 32].

Фактор В. Геологические процессы, порождающие рудообразование, определяются как результат функционирования верхнемантийного базальтоидного магматизма (B_2), а именно, его калиевой ветви — шшонит-латитовой магмы, которая инициировала плавление континентальной коры с образованием в промежуточных камерах известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной магм, чем и объясняется наблюдаемая во всех РМС переменяемость во времени и пространстве производных этих трех видов магм. Источником шшонит-латитовых магм стал астеносферный выступ, образовавшийся в процессе сжатия во время коллизии континентов (см. рис. 4). Воздействие его горячего вещества на кору привело к выплавлению промежуточных (в том числе и кислых) магм с повышенной щелочностью [29]. Эти магмы функционировали на коллизионном и рифтогенном этапах развития региона.

Фактор Г. Источниками рудного вещества исследованных золоторудных систем были мантийные очаги ($\Gamma_{3,4}$), промежуточные очаги в земной коре (Γ_2) и вмещающие породы (Γ_{10}).

О мантийном и коровом источниках магматических расплавов и рудоносных флюидов свидетельствуют:

— участие, наряду с мантийными латитовыми, известково-щелочных магм в составе рудогенерирующих магматических тел; частая переменяемость во времени производных латитовой, известково-

щелочной и высококалийевой известково-щелочной магм в одних и тех же магматических телах и купольно-кольцевых постройках;

— пространственная и временная, а в Дарасунской РМС и генетическая, связь оруденения с этими магматическими образованиями, где на основе исследования флюидных включений обоснован непрерывный переход от магматического к гидротермальному этапу развития РМС [24, 33];

— вариации значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7050 в латитовых сериях до 0,7130 в известково-щелочных этих магматических тел [21];

— изотопные составы Pb и S [7, 10, 21, 24].

О возможном участии вмещающих пород в рудном процессе в качестве источников рудного вещества (Γ_{10}) свидетельствуют:

— первичная обогащенность пород золотом относительно кларковых значений (кларк Au [34] в основных породах 0,004, в кислых — 0,0045, в осадочных — 0,001 г/т; по данным [35], в стандартах горных пород Геологической службы США средние содержания золота в магматических породах составляют 0,2—1,8 мг/т, в базальте 0,74 и 1,82, в андезите 0,51, в кварцевом латите 1,66, в риолите 0,28, в граните 1,1, в гранодиорите 1,3, в слюдяном сланце 1,1 мг/т): в Дарасунской РМС во вмещающих габброидах содержания Au 0,004—0,009 г/т, в гранитоидах 0,002—0,006, в субвулканических телах шошонит-латитовой серии 0,005—0,23, но в пропилитизированных на предрудном этапе породах они уже в 2—20 раз выше, в синрудных листовниках-березитах выше в 100—1000 раз; в грорудитах Карийской РМС они колеблются от 0,0015 до 0,0068 г/т; в вулканитах Широкинской РМС — от 0,0005 до 0,01, в субвулканических телах шошонит-латитовой серии — от 0,0007 до 0,006 г/т; в породах осадочного чехла Балейской РМС — от 0,001 до 0,053 г/т;

— наличие во вмещающих породах зон выноса золота и других элементов, или так называемых отрицательных ореолов [2, 4, 10, 17, 33, 36, 37 и др.];

— факты мобилизации и перераспределения золота в процессе постмагматического преобразования пород и многократных структурных перестроек, что, например, отчетливо наблюдается при формировании Балейской РМС [38];

— изменчивый состав изотопов серы: например, в рудах Балейской РМС величина $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ колеблется в пределах 22,47—21,28, величина $\delta^{34}\text{S}$ — в пределах $-11,8 \dots +11,0$ ‰ [10].

Фактор Д. Источник рудообразующего раствора. Преобладающее развитие в исследованных РМС жильного и метасоматического типов руд, прожилково-вкрапленных рудоносных зон в гидротермалитах, а также результаты проведенных широкомасштабных исследований флюидных включений [10, 24, 33, 39—41 и др.] дают основание утверждать, что главной рудонесущей была водная среда. Доказанная связь золотых месторождений МОЗ с малыми интрузиями позволяет классифицировать эти воды как магматические (D_1). В процессе функционирования гидротермальной системы эти воды смешиваются (D_c) с вадозными (D_4), что в итоге приводит к осаждению рудных элементов. Вместе с тем источником рудообразующего раствора, кроме жидкой, является еще и газовая составляющая (D_8). На это указывают масштабные проявления взрывных явлений, характерных для РМС очагово-купольных структур, а также наличие существенно газовых включений в минералах допродуктивных и продуктивных минеральных ассоциаций.

Присутствие в гранодиорит-порфирах (Дарасунская РМС [24, 33]) и щелочных гранитах (Карийская РМС [42]) рудопродуцирующих интрузий включений силикатного расплава подтверждает возможность переноса металлов также расплавами (D_7).

Фактор Е. Источник энергии рудного процесса определяется цепью взаимосвязанных факторов, главными из которых являются: длительное существование источника тепловой энергии (внутреннее тепло) Земли, внедрение субщелочных магм на участках пересечения разломов разных направлений с образованием купольно-кольцевых построек, наличие сутурной зоны и разломов глубинного заложения. Сочетание перечисленных факторов приводит к концентрации золотометаллических проявлений в этих постройках. Ярким примером такого сочетания является зона Монголо-Охотского складчатого пояса, где, как говорилось выше, длительное время существовало горячее мантийное пятно — астеносферный выступ (см. рис. 4), служивший источником тепловой энергии [29]. Мантийные магмы, частично смешиваясь с коровыми, совместно с флюидами проникали в верхние горизонты земной коры, преимущественно по ветвям сутуры и разломам глубинного (мантийного) заложения. Малые интрузии (штоки, дайки, силлы и др.), жерла вулканов и региональные разломы служили в исследуемых РМС путями тепломассопереноса.

Фактор Ж. Рудообразующий раствор. Как известно, реальный рудообразующий раствор представляет собой гетерогенную систему: растворитель—жидкое растворенное вещество—растворенный газ.

Растворитель (J_p). Вода является универсальным растворителем, способным извлекать металлы из первоисточника и переносить их к месту рудоотложения [1]. Но значительная роль газовой составляющей во флюидных включениях золотометаллических РМС очагово-купольного типа [24, 33, 39—41 и др.],

масштабные проявления взрывчатых явлений (Дарасунское, Карийское, Любавинское, Ключевское и др. месторождения), развитие на ранних стадиях рудного процесса турмалина, кристаллизация которого, как установлено [43] на Дарасунском месторождении, происходила из газовых растворов при $T = 400$ °С, дают основание предполагать и газообразный состав рудообразующих растворов (J_r).

В РМС очагово-депресссионного типа, где формирование балеиских руд происходило в условиях малых глубин, господствующую роль в процессе рудообразования играла жидкая фаза [10].

Жидкое растворенное вещество ($J_{ж}$). К числу главных рудных компонентов исследованных золото-рудных систем очагово-купольного и очагово-депресссионного типов относятся Au, Ag, As, Cu, Bi, Pb, Zn, Sb, В, Fe, Hg. Авторами принимается общепризнанный перенос этих элементов в форме комплексных галоидных и серных соединений. Вместе с тем, как показали термодинамические расчеты [24, 44], в Дарасунской РМС на раннем этапе функционирования системы основную роль в переносе золота играли гидроксо- и хлоридные комплексы, к концу этапа — только хлоридные, на продуктивном этапе главная роль переходит к гидросульфидным комплексам. Во флюидных включениях исследованных минералов Дарасунского месторождения установлены Cl^- , CO_2 , H_2O , $H_2S + HS^-$, K^+ , Na^+ , Au, Fe, Cu, Sb, Zn, Mn, В [24], Теремкинского месторождения — SO_4^{2-} , CO_2 , CH_4 , N_2 , Cl^- , F^- , HCO_3^- , H_2O , Si, Al, K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , В, Fe, Cu, Ag, Li, Sc, Mn, Co, Ni, As, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Cd, Cs, Ba, Ce, Nd, W, Tl, Pb, Bi, Th, U [40], Ново-Широкинского месторождения — Cl^- , F^- , HCO_3^- , H_2O , SO_4^{2-} , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Au, Ag, Fe, Zn, Mn [4]. В Балеиском грабене циркулировали металлоносные гидрокарбонатные растворы, богатые кремнеземом, содержащие галоиды, щелочи, кальций и магний; им свойственно наличие Cl, Li, F (наряду с другими компонентами) [10].

Растворенный газ (J_r). На золоторудных месторождениях очагово-купольных структур в его составе ведущую роль играли Cl, В, S, CO_2 , а F для этих месторождений не характерен. Бор начинает рудный процесс образованием турмалиновой минерализации, что является характерной чертой месторождений этого типа. Углекислота (карбонаты) и особенно сера (сульфиды) участвуют в процессе, начиная с предрудных стадий. Но роль их резко возрастает на этапе развития продуктивных стадий минерализации, когда происходит массовое выделение сульфидов и карбонатов, а CO_2 и на пострудных, завершающих гидротермальный процесс стадиях. На золоторудных месторождениях очагово-депресссионного типа в составе газовой составляющей гидротермального раствора господствуют уже CO_2 , Cl, S и F.

Фактор 3. Среда отложения. Вмещающими для рассматриваемых золоторудных месторождений очагово-купольных структур являются алюмосиликатные породы (Z_1): в основном габброиды, гранитоиды, вулканиты, реже гнейсы и кристаллические сланцы, а также метаморфизованные песчано-сланцевые отложения. Сохраняющиеся в центрах отдельных купольных структур реликты карбонатных пород, как правило, не содержат золотую минерализацию, но образующиеся здесь на контакте с гранитоидами скарны нередко несут наложенное золотое оруденение [4]. Вмещающими для золотых месторождений очагово-депресссионных структур являются меловые вулканогенно-осадочные отложения (Z_1).

Фактор II. Механизм отложения. В основе процесса рудоотложения на рассматриваемых месторождениях золота очагово-купольных и очагово-депресссионных структур лежит трещинный метасоматоз, при котором конвективный перенос вещества по трещинам сочетается со сложным движением раствора в пористой среде. Рудоотложение происходит в условиях неизбежного снижения температуры и сопрягается с этапом дискретного осаждения рудных компонентов, максимум которого, как доказано на многих месторождениях [1], достигается в областях температур особых точек воды (°С) — 410, 340, 270, 225, 165, 100, 80, 40. Это обуславливает многостадийность рудообразования при строго выдержанной последовательности стадий.

На изученных месторождениях выделяются следующие (см. рис. 1) повторяющиеся стадии рудного этапа (здесь опускается этап предрудного гидротермального преобразования пород). В РМС очагово-купольного типа (°С): турмалиновая — 430—320; кварц-актинолит-магнетитовая — 395—320; колчеданная — 390—275; полиметаллическая — 315—230; сульфосольная — 300—200; сульфантимонитовая — 270—150; пострудная кварц-карбонатная — 120—75. В РМС очагово-депресссионного (балеиского) типа (°С): адуляр-карбонатно-кварцевая — 250—200; пираргирит-миаргиритовая — 230—220; пострудные кварц-антимонитовая — 165—125 и кварц-карбонатная — 165—80 (температуры минералообразования приведены по данным [2, 4, 10, 24, 33, 39—41, 43].

Стадийность во времени сопряжена с зональностью в пространстве, в результате чего образуются сложные телескопированные, комплексные золоторудные, золото-полиметаллические и золото-серебряные месторождения.

Фактор К. Зональность — универсальное свойство золоторудных месторождений, расположенных как в очагово-купольных, так и в очагово-депресссионных структурах. Элементы зонального строения начинают проявляться еще до отложения руд — на магматическом этапе, когда интрузивные фации рудопродуцирующего магматизма локализируются в ядрах структур, дайковые — в средних частях, покровные — по периферии структур [4]; но наиболее ярко зональность выражена в предрудных и

Таблица 2. Зональность геохимических полей золоторудных месторождений забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса

Месторождение	Ряды зональности ГПК
Балейское	[Au]—(Ag—As, Sb—Cu, Pb—Sn, Zn—Hg)
Новоширокинское	[Au]—(As—Ag, Pb—Cu, Bi—Zn—Sb—Ba, Hg)
Итакинское	(Co, Ni—Mo, Bi, W—Zn)—[Au]—(Pb—Ag—Cu—As—Sb)
Дарасунское	(Ni, Co, Sn—Mo, W—Cu, B)—[Bi—Au—As]—(Ag—Pb, Zn—Sb—Hg, Cd)
Карийское	(Ni, Co—Li, Sn, B—Mo)—[Au, Bi]—(W, Ag—Cu—Zn, As—Pb, Zn)
Ключевское	(Co, Sn → B)—[Au—Bi, As]—(Ag—Cu—Mo, W)
Любавинское	(Li, Mn—Co—Mo, W—As)—[Au—Ag—Cu, Bi]—(Sb—Pb, Zn, As—Mo, W—Mn, Hg)
Ушумунское	(Mo, W—Cu)—[Au, Bi, Te]—(As—Pb, Ag—Zn)
Обобщенный ряд	Sn, Co—Li, B—Mo[W—Cu, Bi—Au—Ag]—Zn—As—Pb—Sb—Hg, Ba

Примечание. Ряды зональности составлены с учетом данных [2—4, 8—10, 16, 17, 20, 30, 37, 46, 48 и др.]. В квадратных скобках — интервал расположения Au; в круглых скобках: слева — „подрудный“ интервал, справа — „надрудный“. ГПК — геохимические поля концентрирования.

синрудных метасоматитах, в распределении минеральных ассоциаций разных стадий в соответствии с температурной зональностью и возрастной последовательностью, в геохимических полях (ГХП) рудных тел, месторождений, рудных полей, рудных зон [2, 4, 5, 10, 20, 30, 36, 43, 45—48 и др.].

Золоторудные месторождения очагово-купольных и очагово-депресссионных структур представлены халькофильной группой металлов с присущей им зональностью (K_3). На большинстве месторождений геохимические ряды зональности (табл. 2) близки к универсальному ряду Овчинникова—Григоряна [1], когда снизу вверх относительно высокотемпературные элементы сменяются низкотемпературными.

Обычно к центрам кольцевых структур, где располагаются штоки гранитоидов, тяготеют редкие металлы — W, Mo, Sn. Эта зона переходит в турмалиновую с типоморфным бором. Затем одна за другой следуют ассоциации колчеданной стадии с типоморфными Cu, As, Bi; полиметаллической — Pb, Zn, Ag; сульфосольной — Ag, Pb, Sb, Bi, Cu, As, Hg; сульфоантимонитовой — As, Sb, Hg, Ba [2, 4, 5, 46, 48 и др.]. Золото присутствует на всех стадиях, но продуктивными являются колчеданная, полиметаллическая и сульфосольная стадии.

В рудных столбах Дарасунского месторождения, например, ядро заполняется смешанными рудами (совмещение минерализации полиметаллической, сульфосольной и колчеданной стадий — Ag, As, Cu, Bi, Sb, Pb, Zn); первая промежуточная зона — ассоциациями полиметаллической и колчеданной стадий (Ag, As, Cu, Pb, Zn); вторая промежуточная — парагенезисами колчеданной и турмалиновой минерализации (As, Cu, Ag, B); фронтальная — турмалиновой (B). Везде присутствует Au.

Зональность золоторудных месторождений в очагово-депресссионных структурах (балейский тип) отличается от зональности мезотермальных золотых месторождений, рассмотренных выше. Обилие глиноземистого вещества способствовало развитию адуляр-кварцевой и каолинит-кварцевой ассоциаций на верхних горизонтах, гидрослюдисто-кварцевой — на нижних [10]. Относительно продуктивных минеральных ассоциаций, представленных адуляром, пираргиритом, миаргиритом, блеклой рудой, теллуридами серебра, в отдельных случаях — пиритом, марказитом и халькопиритом, к нижним и верхним горизонтам уменьшается содержание в рудах адуляра, сульфосолей серебра, теллуридов. Несколько дальше от рудных тел прослеживаются блеклая руда, бурнонит, гессит и, особенно, халькопирит и киноварь.

Ряды зональности главных минеральных стадий и ГХП на исследованных золоторудных месторождениях аналогично проявляются по вертикали и по латерали при формировании рудных тел и месторождений.

Фактор Л. Взаимодействие с вмещающими породами. Типичная черта рассматриваемых золоторудных месторождений: в очагово-купольных структурах — развитие пропилитов (L_1) и листовенитов-березитов (L_5), в очагово-депресссионных — аргиллизитов (L_3) с зональными метасоматическими колонками [2, 4, 10, 45 и др.].

Фактор М. Термодинамическая обстановка рудоотложения.

Температура. Рассматриваемые золоторудные месторождения в очагово-купольных структурах по температурам образования продуктивных стадий минерализации относятся к среднетемпературным (M_2), в очагово-депресссионных структурах — к низкотемпературным (M_3), хотя весь процесс рудообразования в обоих типах систем охватывает довольно широкий интервал температур (см. рис. 1) — от 600 до 75 °C [2, 4, 10, 24, 33, 39—41, 43, 47 и др.].

Давление. По оценкам [2, 24, 33, 39—41, 43, 47 и др.] давление при формировании золоторудных месторождений в очагово-купольных структурах менялось от 2820 до 60 бар, в очагово-депресссионных — от 165 до 45 бар [10]. Глубина образования минерализации турмалиновой и пострудной карбонатной стадий Дарасунского месторождения составляет соответственно 2,0—2,8 и 1,0—1,2 км [43]. Эти данные согласуются с данными по другим, близким по генезису, месторождениям — Карийскому, Любавинскому, Ключевскому, Итакинскому и др., глубина которых оценивается в 1—3 км, что позволяет отнести все объекты к месторождениям средних глубин.

Глубина образования оруденения балецкого типа соответствует 300—400 м от поверхности. Однако эти данные характеризуют относительно глубокие части минерализации рудного поля, а не его верхнюю границу, которая прослеживается в осадочных толщах не более чем в 200 м от поверхности дна водного бассейна [10].

Концентрация солей. На месторождениях в очагово-купольных структурах концентрация солей менялась от 50,5 до 1,2 мас. %-экв. NaCl [24, 33, 39, 40, 44]. На месторождениях в очагово-депресссионных структурах она была невысокой и составляла 7,6—0,5 мас. %-экв. NaCl [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ модельных факторов исследуемых золоторудных месторождений позволил составить обобщенную схему (см. табл. 1) их геолого-генетических моделей. Генетические модели описываются следующими формулами генотипа:

— месторождений в очагово-купольных структурах (ОКС)

$$Г_{\text{ТОКС}} = f[A_3(A_2), B_{10}(B_{10б}, B_{10в}), B_2, Г_{3-4}(Г_2, Г_{10}), Д_1(Д_8, Д_4, Д_с, Д_7), Ж_{г,ж,р}, З_1, К_3, Л_{1,5}] + E, И, M_{T_2};$$

— месторождений в очагово-депресссионных структурах (ОДС)

$$Г_{\text{ТОДС}} = f[A_3(A_2), B_{9ж2}, B_2, Г_{3-4}(Г_2, Г_{10}), Д_1(Д_4, Д_с, Д_8), Ж_{г,ж,р}, З_1, К_3, Л_3] + E, И, M_{T_3}.$$

Модели в целом незамкнуты, в них можно включать любые дополнительные параметры, уточнять и детализировать их составные части, исключать параметры, оказавшиеся ненужными. Эти формулы могут служить алгоритмом для компьютеризации моделирования процесса рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Овчинников Л.Н.** Образование рудных месторождений. М., Недра, 1988, 255 с.
2. **Спиридонов А.М.** Золотометалльные рудно-магматические системы забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса (геодинамическая позиция, модельные типы, генезис, прогноз): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 40 с.
3. **Баумштейн Р.А., Грабеклис Р.В.** Определение типа минерализации и оценка перспектив золоторудных объектов по геохимическим данным // Рациональная последовательность работ при геохимических поисках. М., ИМГРЭ, 1982, с. 41—42.
4. **Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.** Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, Наука, 1987, 202 с.
5. **Тимофеевский Д.А.** Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М., Недра, 1972, 260 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 98).
6. **Геология** и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья / Д.И. Горжевский, Н.А. Фогельман, Е.А. Алекторова и др. М., Недра, 1970, 232 с.
7. **Спиридонов А.М., Фефелов Н.Н., Петровская С.Г. и др.** Некоторые черты оруденения и магматизма Карийского рудного поля по Рb-изотопным данным // Докл. АН СССР, 1986, т. 291, № 6, с. 1476—1479.
8. **Спиридонов А.М., Зорина Л.Д.** Геолого-промышленные типы и вещественный состав руд основных месторождений золота Читинской области // Геохимические процессы и полезные ископаемые, 2000, № 2, с. 105—115.
9. **Петровская Н.В., Андреева М.Г.** Минералогические особенности Ключевского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тр. ЦНИГРИ, Вып. 5, кн. 1. М., 1958, с. 32—66.
10. **Балецкое** рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) / Ред. Н.П. Лаверов. М., ЦНИГРИ Мингео СССР, 1984, 271 с.
11. **Таусон Л.В.** Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений, 1982, № 3, с. 3—14.
12. **Геохимия** мезозойских латитов Забайкалья / Л.В. Таусон, В.С. Антипин, М.Н. Захаров, В.С. Зубков. Новосибирск, Наука, 1984, 215 с.
13. **Таусон Л.В.** Магмы и руды // Геохимия рудообразующих систем и металлогенетический анализ. Новосибирск, Наука, 1989, с. 5—7.

14. **Зорина Л.Д.** Основные принципы геохимической типизации рудно-магматических систем // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1996, с. 60—69.
15. **Коваль П.В.** Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1998, 492 с.
16. **Зорина Л.Д.** Рудно-магматические системы Забайкалья с латитовым магматизмом // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск, Наука, 1987, с. 93—100.
17. **Зорина Л.Д.** Генетическая модель золоторудных месторождений в тектономагматических структурах центрального типа // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (2), с. 77—83.
18. **Бородаевская М.Б.** Некоторые петрогенетические особенности золотоносных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых (Тр. Первого всесоюзного петрографического совещания). М., Гостехиздат, 1960, с. 211—220.
19. **Антипин В.С., Заикин В.П., Пампура В.Д.** Юрские эффузивные и субвулканические породы шадоронского прогиба Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 8, с. 43—55.
20. **Таусон Л.В., Петровская С.Г., Спиридонов А.М. и др.** Закономерности размещения геохимических полей концентрирования в кольцевых структурах с латитовым магматизмом // Докл. АН СССР, 1985, т. 282, № 3, с. 697—701.
21. **Плюснин Г.С., Зорина Л.Д., Пахольченко Ю.А. и др.** Изотопы стронция, свинца и серы в процессах рудообразования в связи с латитовым магматизмом // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М., Наука, 1988, с. 193—211.
22. **Плюснин Г.С., Спиридонов А.М., Литвинцев К.А. и др.** Rb-Sr возраст жильных щелочных гранитов Карийского рудного узла // Докл. АН СССР, 1989, т. 307, № 4, с. 967—971.
23. **Зорина Л.Д., Куликова З.И.** Геологические, петрохимические и геохимические особенности как свидетельства многоактного формирования Дарасунского штока (Восточное Забайкалье) // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенезиса, корреляции, геологической картографии (Информационные материалы Шестого Восточно-Сибирского регионального петрографического совещания). Иркутск, 1997, с. 100.
24. **Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др.** Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 6, с. 526—548.
25. **Ewart A., Taylor S.R.** Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks of central North Island, New Zealand. Phenocryst date // Contr. Miner. Petrol., 1969, v. 22, p. 127—146.
26. **Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Miner. Petrol., 1976, v. 58, № 1, p. 63—81.
27. **Gill J.V.** Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Springer-Verlag, 1981, 385 p.
28. **Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др.** Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1578—1586.
29. **Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G.** Geodynamic settings of gold deposits in the Transbaikal region (Eastern Siberia, Russia) // Ore Geol. Rev., 2001, v. 17, p. 215—232.
30. **Spiridonov A.M., Gnilusha V.A.** Regional to detailed geochemical mapping of the Kariisk ore district, Eastern Trans-Baikal region, Russia // J. Geochem. Explor., 1995, v. 55, № 1—3, p. 67—74.
31. **Семинский Ж.В., Летунов С.П., Спиридонов А.М., Зорина Л.Д.** Золоторудные системы Забайкалья: типизация и процессы формирования // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: Тезисы докладов Международной конференции, 16—18 сентября 2002. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2002, с. 127—128.
32. **Зорина Л.Д., Романов В.А., Гулина В.А.** Новые данные о строении Дарасунского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР, 1989, т. 305, № 4, с. 935—937.
33. **Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д.** Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (5), с. 50—61.
34. **Виноградов А.П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
35. **Аношин Г.Н.** Золото в магматических горных породах. Новосибирск, Наука, 1977, 207 с.
36. **Напартэ В.А.** Зональность первичных ореолов Дарасунского золоторудного района и ее применение для прогнозных оценок: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИПИ, 1970, 24 с.

37. **Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Куликова З.И.** Природа геохимических полей золоторудных систем Забайкалья // Прикладная геохимия, Вып. 3: Прогноз и поиски. М., ИМГРЭ, 2002, с. 193—205.
38. **Семинский Ж.В., Летунов С.П., Спиридонов А.М. и др.** Структура и процессы формирования Балейской золоторудной системы // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2002, с. 15—31.
39. **Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Кузьмина Т.М. и др.** Физико-химические особенности процесса формирования Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 1997, № 4, с. 423—434.
40. **Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Бакшеев И.А. и др.** Состав минералов и условия формирования руд Теремкинского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 5, с. 385—406.
41. **Ляхов Ю.В.** Изменение состава минералообразующих растворов в процессе формирования золоторудных полей // Минералогический сборник Львовск. ун-та, 1978, № 32, вып. 2, с. 72—86.
42. **Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Гнилуша В.А., Ковалева В.Ф.** Об условиях образования жильных щелочных гранитоидов Карийского рудного узла по расплавленным и флюидным включениям // Докл. АН СССР, 1992, т. 326, № 3, с. 521—523.
43. **Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К.** Температурный режим и зональность оруденения на Дарасунском месторождении по включениям в минералах // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля, Вып. 52. Чита, Изд-во Забайкальского филиала географич. об-ва СССР, 1971, с. 53—64.
44. **Матель Н.Л., Зорина Л.Д., Прокофьев В.Ю.** Формы нахождения золота в рудообразующем флюиде золотосульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // Современные проблемы геохимии (Материалы научной конференции, 27—28 апреля 2000 г.). Иркутск, 2000, с. 38—41.
45. **Куликова З.И., Зорина Л.Д.** Метасоматические изменения вмещающих пород месторождения золото-кварц-сульфидной формации // Геология и геофизика, 1989 (3), с. 64—71.
46. **Звягин В.Г.** Объемная минерально-геохимическая зональность на Дарасунском месторождении // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля, Вып. 52. Чита, Изд-во Забайкальского филиала географич. об-ва СССР, 1971, с. 64—79.
47. **Ляхов Ю.В.** Температурная зональность Дарасунского месторождения // Геология рудных месторождений, 1975, № 2, с. 28—36.
48. **Петровская С.Г., Спиридонов А.М., Гнилуша В.А.** Зональность геохимических полей и их поисковое значение (на примере одного из золоторудных узлов) // Геология и геофизика, 1984 (9), с. 56—64.

*Рекомендована к печати 3 ноября 2005 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию
1 февраля 2005 г.*