

УДК 553(073)

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССАХ МИГРАЦИИ, МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И РУДОГЕНЕЗА НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЦИКЛИНГА

Е.Е. Барабашева¹

Забайкальский государственный университет, 672030, Россия, г. Чита, ул. Александро-Заводская, 30.

Целью исследований являлось рассмотрение роли биоты в формировании месторождений полезных ископаемых. Показано, что в процессе золотообразования намечается три основных этапа:

– этап перераспределения рудного вещества и создания зон с повышенным содержанием элементов, включающий аккумуляцию и сорбирование биотой рудных компонентов, привносимых магматическими флюидами в мелководные бассейны седиментации, образование сульфатредуцирующих цианобактериальных комплексов, которые мобилизируют и фиксируют окислительные и восстановительные (редуцирующие) процессы, а также способствуют разделению рудных компонентов на различные составляющие, и, наконец, перевод биотой золота в мобильные формы, его транспортировку при помощи фульво- и гуминовых кислот в составе металлоорганических комплексов и сорбцию последних на геохимических барьерах;

– этап разрушения металлоорганических комплексов при воздействии повышенных температур, давления, тектонических напряжений, действий растворов и радиогенных эманаций, когда углерод терял свою форму, связи в металлоорганических комплексах разрушались (и при наличии вулканической деятельности золото образовывало соединения с серой и мышьяком в виде сульфидов и арсенидов), освободившийся углерод образовывал молекулярные связи в виде CO, CO₂ и ионные связи в виде CO₃²⁻, а водород входил в состав гидроксильных групп, повышая тем самым щелочность среды;

– этап экранирования сульфидного и укрупнение самородного золота прослоями углистого растительного вещества, когда фиксированное золото связывалось с другими элементами в неорганической фазе.

Выявлена ключевая роль биоты на различных этапах биогеохимического рециклинга в процессах рудогенеза и минералообразования с точки зрения коэффициентов биогеохимического участия.

Ключевые слова: биогеохимический рециклинг; биоаккумуляция; биосорбция; коэффициенты биогеохимического участия.

ORGANIC MATTER ROLE IN MIGRATION, MINERALIZATION AND ORE GENESIS AT VARIOUS STAGES OF BIOGEOCHEMICAL RECYCLING

E.E. Barabasheva

Transbaikal State University, 30 Aleksandro-Zavodskaya St., Chita, 672030, Russia.

The paper considers the role of biota in the formation of mineral deposits. The process of gold mineralization distinguishes three main stages:

– the stage of ore material redistribution and formation of zones with a high content of elements, including biota's accumulation and sorption of ore components introduced in shallow sedimentation basins by magmatic fluids; formation of sulfate-reducing cyanobacterial complexes that mobilize and fixate oxidation and reduction (reducing) processes, as well as contribute to the separation of ore components into different elements and, finally, biota's transfer of gold in mobile forms, its transportation by means of fulvic and humic acids in the composition of metal-organic complexes and sorption of the latter on geochemical barriers;

– the destruction stage of organometallic complexes. Under the exposure to elevated temperatures, pressure, tectonic stresses, effect of solutions and radiogenic emanations under conditions when carbon lost its shape, the ties in organometallic complexes were destroyed (gold formed compounds with sulfur and arsenic in the form of sulfides and arsenides in the presence of volcanic activity), liberated carbon formed molecular links as CO, CO₂, and ionic bonds as CO₃²⁻, whereas hydrogen became the component of hydroxyl groups, thus increasing the alkalinity of the medium;

¹Барабашева Елена Евгеньевна, доцент, кандидат геолого-минералогических наук, тел.: 89144585420, e-mail: barabasheva@mail.ru

Barabasheva Elena, Associate Professor, Candidate of Geological and Mineralogical sciences, tel.: 89144585420, e-mail: barabasheva@mail.ru

– the screening stage of sulfide gold and consolidation of native gold with interbedded carbonaceous vegetable matter, when fixed gold bonds with other elements in the inorganic phase.

The paper identifies the key role of biota on various stages of biogeochemical recycling in ore genesis and mineralization processes in terms of biogeochemical participation coefficients.

Keywords: biogeochemical recycling; bioaccumulation; biosorption; coefficients of biogeochemical participation.

Способность концентрировать химические элементы свойственна всем без исключения живым организмам. Изучение взаимодействия микро- и макроорганизмов с рудообразующими элементами представляет интерес с точки зрения понимания роли биоты в процессах миграции, биогенного минералообразования и рудогенеза [2].

Установлено, что организмы могут как использовать рудообразующие элементы в качестве источников микроэлементов, энергии или акцепторов электронов прижизненно, так и концентрировать их после своей гибели. Соответственно, в случае использования живыми организмами рудных элементов имеют место процессы биоаккумуляции, а после их отмирания (использование в качестве сорбента инактивированной биомассы) – процессы биосорбции.

Процессы биоаккумуляции и биосорбции можно подразделить на отдельные виды: биоокисление, биовосстановление, биоосаждение, биоконцентрирование. Нельзя не отметить также участие микроорганизмов в гипергенном разрушении горных пород и миграционной деятельности по переносу рудообразующих компонентов.

Живая материя, представленная в основной массе в виде микроорганизмов, обладает особой биогеохимической активностью, во много раз превышающей активность геохимических процессов [7].

В образовании рудных месторождений участвуют многие виды организмов. Наиболее многочисленными являются группы бактерий аэробов и анаэробов [1]. Аэробы повышают окислительно-восстановительный потенциал, образуют органические кислоты и ме-

таллоорганические комплексы, создавая таким образом рудоносные растворы. Анаэробы образуют на путях миграции рудоносных растворов восстановительные геохимические барьеры, снижая окислительно-восстановительный потенциал и продуцируя сероводород, метан и водород. Рудоносные элементы, как правило, осаждаются в форме сульфидов. При отсутствии органогенной массы и продуктов метаболизма анаэробы исчезают, прекращая тем самым осаждение металлов.

Огромную роль в преобразовании оболочек планеты и в рудогенетических процессах сыграли цианобактериальные маты, составляющие автономные специфические биоценозы [1]. Особенно широкое распространение получили строматолиты – слоистые органоосадочные структуры, образующиеся при сорбции кальция цианобактериями и состоящие из термофильных бактерий и микроводорослей. Их основными функциями являлись биоосаждение и биоконцентрирование рудного вещества.

Многочисленные находки псевдоморфоз золота по микроводорослям, примитивным грибам и филаментным бактериям подтверждают непосредственное участие этих микроорганизмов в истории формирования месторождений. Предполагается, что золото поступало в бассейн осадконакопления в виде коллоидов, стабилизированных продуктами метаболизма микроорганизмов, или в виде биогенных цианидных комплексов, впоследствии накапливаясь цианобактериальными матами, микроводорослями, грибами, бактериями, которые являлись одновременно биоосадителями, биоконцентраторами и мигрантами рудного вещества. Среди изу-

ченных микроскопических грибов золоторудных месторождений и россыпей на первом месте по числу видов и частоте встречаемости стоит род *Penicillium*. Аккумуляция и трансформация Mn, Ni, Fe происходили на клеточной стенке, а Hg, Ag, Cu, Pb, Zn – как на внешней клетке, так и во внутриклеточном пространстве.

Определена роль биогенных процессов и при образовании эндогенных месторождений, в частности магматических и гидротермальных, которые распространены, как правило, в ассоциации с углеродистыми породами, являющимися продуктами былой биологической субстанции. Продукты метаболизма органического вещества, отмершая биомасса и остаточный кероген, накапливаясь в осадочных прослоях, являлись биоконцентраторами рудного вещества и участвовали в последующей его трансформации в составе металлоорганических комплексов.

Участие организмов в гипергенном разрушении горных пород также носит массовый характер. Основными участниками этих процессов являются бактерии, цианобактерии, аэрофильные водоросли и грибы, подготавливающие субстрат для заселения лишайников и высших растений. Среди автотрофных организмов наиболее активными являются нитрифицирующие бактерии, а среди гетеротрофов – микроскопические грибы. Разрушение происходит как при прямом, так и при косвенном воздействии микроорганизмов в результате воздействия непосредственного окисления переменного-валентных элементов, действия биогенных кислот и щелочей, хелатообразования (образования комплексных соединений металлов) и биосорбции.

Переменно-валентные элементы, находящиеся в минералах и горных породах в восстановленном состоянии, служат источниками энергии для почвенных автотрофов, которые переводят их в окисленную форму. Автотрофные

бактерии наиболее легко окисляют сульфиды, переводя двухвалентную серу в шестивалентную форму сульфатов, из которых возникают разнообразные вторичные сульфатные минералы, в том числе гипс. Кроме серы источниками энергии для автотрофов служат Fe, Mn, Sb, Cu, Mo, U, Au и некоторые другие элементы. Способностью к продуцированию кислот и щелочей обладают все микроорганизмы, но наиболее активны автотрофы и грибы. Так, бактерии-нитрификаторы образуют азотную и азотистую кислоты, серные бактерии – серную и сернистую кислоты. Гифы грибов продуцируют органические кислоты – уксусную, щавелевую, янтарную и др. Металлоорганические комплексы (хелатообразование) образуются и действуют одновременно с биогенными кислотами, щелочами и другими микробными метаболитами в результате активной деятельности гетеротрофных микроорганизмов и служат основным механизмом разрушения горных пород. В процессе биосорбции происходит накопление бактериями и грибами различных микроэлементов. В ее основе лежит взаимодействие химических элементов с поверхностными структурами клеток микроорганизмов, микробными метаболитами.

Установлено, что микроорганизмы участвуют в выветривании всех основных групп минералов: силикатов и алюмосиликатов, сульфидов и их аналогов, арсенидов, оксидов и гидроксидов. Таким образом, основным механизмом разрушения горных пород является биологическое, а не физико-химическое выветривание.

В настоящее время интенсивно развивается биоминералогия – новая наука, изучающая процессы минералообразования с участием организмов. Специфика биоминеральных образований заключается в том, что их развитие связано не с физическими и химическими параметрами классической минералогии, а с биохимическими законами

развития живой клетки. Органическая матрица осуществляет биорегуляцию кристаллообразования.

Участие биоты в миграционных, рудогенетических и биоминералогических процессах представлено в табл. 1.

Роль органического вещества в геохимических процессах на разных этапах геологической истории сводится к следующему [7]:

- образованию биогенно-хемогенных осадков;
- образованию каустобиолитов,

- гумуса, почв;
- влиянию на диагенез и катагенез;
- выветриванию горных пород;
- участию в процессах метаморфизма горных пород;
- накоплению и миграции редких элементов в осадочных отложениях;
- переносу органического вещества природными водами;
- участию в гидротермальных процессах;
- участию в процессах рудообразования.

Таблица 1

Формы участия биоты в миграционных и рудогенетических процессах

| Биогеохимические процессы | Виды органического вещества | Основные рудные компоненты, участвующие в процессе | Функции использования рудных элементов органикой и отмершей биомассой | Генетический тип месторождения |
|---|--|---|--|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Биоосаждение | Цианобактериальные маты, бактерии в общем спектре, микроводоросли, микромицеты | Fe, Cu, Mn, Ca, Co, Ni, Ag, Au, Pt, U | Получение энергии (бактерии, цианобактерии, микроводоросли), источник микроэлементов (микромицеты) | Осадочный, вулканогенный |
| Биоокисление | Бактерии | Fe, Mn, Cu, Ag, Au, Cd, Mo, U | Получение энергии | Осадочный, гидротермальный вулканогенный |
| Биовосстановление | Бактерии | Mn, Fe, Cu, Cd, Ni, Zn, Pb, Au, Ag, As, Mo | Получение энергии | Осадочный, гидротермальный |
| Биоконцентрирование, биогеохимические барьеры | Цианобактериальные маты, бактерии в общем спектре, микроводоросли, микромицеты, продукты метаболизма органического вещества, отмершая биомасса, кероген, макроорганизмы (двустворки, брахиоподы, губки, медузы, асцидии и др.) | Fe, Co, Ni, Cu, Au, Ag, Zn, Cd, Hg, Tl, Ti, Sn, Pb, As, Nb, Ta, Cr, Mo, W, Mn, V, U | Получение энергии (бактерии, цианобактерии, микроводоросли), источник микроэлементов (микромицеты, макроорганизмы), концентрирование отмершей биомассы | Осадочный, гидротермальный |
| Гипергенное разрушение | Бактерии, цианобактерии, микромицеты, аэрофильные водоросли, лишайники | Fe, Sn, Al, Au, Mn, Ni, Hg, Ag, Cu, Pb, Zn | Получение энергии (бактерии), источник микроэлементов (микромицеты, водоросли, лишайники) | Осадочный |

Окончание таблицы 1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--|--|---|--|---|
| Миграционные функции, образование металлоорганических комплексов (МОК) | Бактерии, продукты метаболизма органического вещества, продукты распада отмершей биомассы, макроорганизмы (морской бентос, планктон) | Au, Ag, Pt, Sn, Cu, Fe, Mo, U | Получение энергии (бактерии), образование миграционных органометаллических комплексов (продукты метаболизма органического вещества, отмершая биомасса), перенос накопленных элементов в процессе жизнедеятельности микроорганизмов | Осадочный, гидротермальный вулканогенный, магматогенный |
| Биоинералообразование | Макробиота (человек, млекопитающие, рептилии, амфибии, птицы) | Псевдоморфозы и замещение остатков животных пиритом, фосфатом железа, одонтолитом | Прижизненное и посмертное образование минералов в организмах животных и растениях | Осадочный |
| Фоновые содержания | Бактерии, водоросли, морская и наземная макробиоты | Порядка 70 основных химических элементов и микроэлементов | Прижизненные и посмертные биоосаждение и концентрация | Осадочный |

Чтобы выявить ключевую роль биоты во всех вышеуказанных процессах, предлагается рассмотреть их с точки зрения коэффициента биогеохимического участия. Коэффициент биогеохимического участия для процессов осадконакопления V_o (биогенное образование известняков, мела, диатомитов, радиоляритов, фосфоритов и других осадочных образований) измеряется полученной биомассой в год, количество которой зависит от глубины моря, близости берега, гранулометрического состава осадков, окислительно-восстановительной обстановки (сероводородного заражения и наличия свободного кислорода), климатической зональности. Данный коэффициент

$$V_o = m_b \times (T_0 - T_1) \times K_{kat} \times K_{kos},$$

где m_b – биомасса органического вещества в год по средним данным В.Г. Бо-

горова, т [4]: фитопланктона – $0,165 \times 10^9$; фитобентоса – $0,03 \times 10^9$; зоопланктона – $4,07 \times 10^9$; зообентоса – $1,13 \times 10^9$; нектона – $0,24 \times 10^9$;

$(T_0 - T_1)$ – геологическое время образования описываемой осадочной формации, определенное при помощи палеонтологических данных;

K_{kat} – коэффициент катастрофичности, определяемый массовым вымиранием биоты в моменты планетарных кризисов [3];

K_{kos} – коэффициент возможного приноса минерального вещества в моменты попадания на Землю космического материала в виде комет, астероидов и метеоритов [3].

Бедность осадков органическим веществом не свидетельствует о бедности жизнью той среды, в которой протекает седиментация. Причиной может

быть повышенной интенсивность разрушения.

Коэффициент биогеохимического участия при образовании каустобиолитов, гумуса и почв B_k напрямую зависит от количества и видового состава растительной биомассы, косвенно – от гранулометрического состава осадков, наличия свободного кислорода, климатической зональности. Данный коэффициент

$$B_k = m_f \times (T_0 - T_1) \times V_o \times V_d,$$

где m_f – растительная биомасса в год; $(T_0 - T_1)$ – длительность геологического образования толщи, определенная палеонтологическим методом;

V_o и V_d – скорости окисления и диагенеза осадков соответственно.

Покрываясь осадками и погружаясь, органическое вещество претерпевает в процессе диагенеза определенный цикл изменений. С уплотнением осадков в них постепенно прекращаются жизненные процессы, с погружением повышается температура – зона диагенеза переходит в зону катагенеза, где органическое вещество подвергается метаморфизации.

Коэффициент биогеохимического участия в процессах диагенеза и катагенеза B_{d-k} зависит от окислительно-восстановительных условий, создаваемых бактериальной биотой аэробов и анаэробов, а также скорости прогибания и/или опускания дна водоема. Данный коэффициент

$$B_{d-k} = m_{bac} \times V_p,$$

где m_{bac} – масса работающих бактерий;

V_p – скорость прогибания участка.

В условиях опускания участка земной коры нарастающая толща осадков образует зону диагенеза, к низу постепенно переходящую в зону катагенеза. Граница между этими зонами проводится по предельной глубине распространения жизни и связанных с ней специфических реакций.

Метаморфизм органического вещества состоит в обогащении его углеродом при одновременном убывании водорода и неуглеводородных элемен-

тов. Отщепление последних происходит в виде воды, углекислоты, метана и др. Выделяясь, эти подвижные продукты метаморфизации органического вещества мигрируют в поровые пространства и трещиноватые зоны, пока поровая проницаемость пород не исчезает. По каналам миграции они достигают поверхности, завершая тем самым метаморфический или катагенный цикл углевода.

Коэффициент биогеохимического участия в процессах метаморфизма горных пород

$$B_{met} = m_o \times t \times h \times K_t,$$

где m_o – масса органического вещества;

t – температурный режим, °C;

h – глубина зоны метаморфизации;

K_t – коэффициент трещиноватости горных пород.

В условиях подъема участков земной коры зона катагенеза сменяется зоной гипергенеза. На коэффициент биогеохимического участия в процессах гипергенеза и гальмиролиза горных пород B_g непосредственно влияет количество живых организмов в составе бактерий, цианобактерий, аэрофильных водорослей, грибов, лишайников, высших растений и отмершей биомассы, а также время геологического разрушения. Количество биомассы непосредственно зависит от климатических условий суши и зон моря:

$$B_g = m_b \times (T_0 - T_1),$$

где m_b – масса живой и отмершей биоты и продуктов метаболизма;

$(T_0 - T_1)$ – геологическое время разрушения изучаемого объекта.

В зоне гипергенеза низкие температуры, смена вод, доступ с проникающими на глубину водами микроорганизмов нарушают целостность недр. На глубине начинается работа бактерий, использующих кислород растворенных в водах солей, главным образом сульфатов [1]. В ходе дальнейшего подъема осадки вступают в зону проникновения свободного кислорода, где процессы

гипергенного разрушения вещества становятся более активными.

Коэффициент биогеохимического участия процессов переноса органического вещества природными водами представляется как

$$B_v = m_o \times h \times V \times Q,$$

где m_o – масса органического вещества;
 h – глубина распространения грунтовых вод;

Q – мощность;

V – скорость потока.

По происхождению органическое вещество делят на аллохтонное, поступающее с водосбора, и автохтонное, образующееся в самом водоеме [5, 6]. В составе органического вещества природных вод можно выделить твердые продукты распада растительных и животных остатков, сложные высокомолекулярные соединения типа белков, полисахаридов, гуминовых и фульвиокислот и простейшие – метан, формальдегид, низшие жирные кислоты, амины и др. [6]. Органические вещества находятся в растворенном (0,001 мкм), коллоидном (0,001–0,1 мкм) и взвешенном (до 150–200 мкм) состояниях. Концентрация органического углерода подвержена сезонным колебаниям, определяемым гидрологическим режимом водных объектов и связанными с ним сезонными вариациями химического состава, сезонными изменениями интенсивности биологических процессов.

Коэффициент биогеохимического участия при накоплении (биосорбции) и миграции в составе металлоорганических комплексов рудообразующих элементов в осадочных отложениях

$$B_{b+mg} = m_b \times (T_0 - T_1) \times K_{kat} \times V_d,$$

где m_b – биомасса органического вещества (включая живые организмы, продукты метаболизма и отмершей биомассы в виде твердых, жидких и газообразных составляющих), накапливаемого в год;

$(T_0 - T_1)$ – геологическое время образования осадочной формации, определен-

ное при помощи палеонтологических данных;

K_{kat} – коэффициент катастрофичности, определяемый массовым вымиранием биоты в моменты планетарных кризисов [3];

V_d – скорость диагенеза осадков.

Интенсивность биосорбции и миграции напрямую зависит от зоны моря, наличия береговых и придонных течений, берегового сноса, температурных и биотических факторов, окислительно-восстановительной обстановки в придонных условиях.

Коэффициент биогеохимического участия в гидротермальных процессах

$$B_{gt} = m_{bac} \times t \times h \times S \times K_t,$$

где m_{bac} – масса работающих сульфатредуцирующих бактерий;

t – температурный режим гидротерм, °С;

h – глубина зоны действия гидротерм;

S – площадь развития гидротермальных источников;

K_t – коэффициент трещиноватости горных пород в зоне развития гидротерм.

Основу океанических гидротермальных сообществ составляют хемосинтезирующие серные бактерии, которые при отсутствии света используют химическую энергию за счет окисления соединений серы. Более крупные животные зоны гидротермальных источников (вестиментиферы, кольчатые черви, двустворки и пр.) существуют за счет этой энергии. Их роль сводится в основном к накапливанию биомассы. Всего насчитывается более 500 видов гидротермальных животных [7].

Простейшими микробными сообществами, развитыми в земной коре, можно считать гидрогенотрофные микроорганизмы. В качестве восстановителя они используют водород, образующийся при реакции воды с перегретыми горными породами в условиях высоких температур. Такие организмы сейчас встречаются среди представителей глубинной микрофлоры, населяющей поры горных пород примерно до глубины 3 км [5].

Коэффициент биогеохимического участия в процессах рудообразования

$B_r = m_b \times (T_0 - T_1) \times K_{tma} \times K_{kat} \times K_{kos} \times K_r$,
где m_b – биомасса органического вещества (включающая живые организмы, продукты метаболизма и отмершей биомассы в виде твердых, жидких и газообразных составляющих), накапливаемого в год;

$(T_0 - T_1)$ – геологическое время с начала заложения архейско-протерозойского фундамента до времени образования месторождения;

K_{tma} – коэффициент тектономагматической активности региона, связанный с внутренними и внешними (космическими) факторами;

K_{kat} – коэффициент катастрофичности, определяемый массовым вымиранием биоты в моменты планетарных кризисов, связанных с космическими и тектономагматическими причинами;

K_{kos} – коэффициент возможного привноса минерального вещества в моменты попадания на Землю космического материала в виде комет, астероидов и метеоритов [3];

K_r – коэффициент биогеохимического рециклинга [2] (количество повторяющихся циклов участия биоты в процессах накопления, преобразования и трансформации рудного вещества).

Практически для всех вышеперечисленных процессов основным компонентом влияния является количество живой биоты и органогенного вещества, которые тесно связаны с палеогеографическими, климатическими, тектономагматическими, космическими и прочими косвенными факторами. Следовательно, процессы биогенеза являются необходимым фактором, определяющим минерало- и рудообразование, а также стадийное концентрирование и переработку металлов в земной коре, приводящее к формированию рудных месторождений. Органическое вещество представлено как в виде наземной и морской биоты, так и в составе бактериальных сообществ, растительных скоп-

лений, биогермов, а также многочисленных продуктов метаболизма, разложения органики до состояния углеродистого вещества, битумов, гуминовых кислот и пр.

На Земле практически все глобальные геологические явления носят циклический характер. Это эпохи активизации тектонических процессов и вулканических извержений, повторяющиеся трансгрессии и регрессии Мирового океана, вздымания и опускания обширных участков земной поверхности, закономерная ритмичность накопления осадков и рудообразования, массовые вымирания живых организмов, резкие изменения климата и связанные с ними оледенения и т.п.

Факторы, определяющие модели рудообразования. Говоря о комплексной модели образования как рудных, так и петрогенных месторождений, необходимо учитывать все влияющие на них факторы: космическую обстановку и связанные с ней тектономагматическую и биотическую активность этого периода.

Активизация тектоно-магматической деятельности, обусловленная космическими факторами, вызвала движение магматогенных растворов и термальных вод по вновь образованным тектоническим структурам. Смешиваясь с циркулирующими вадозными водами (а для морских бассейнов – с морскими водами), они привносили определенный комплекс рудообразующих элементов. Процессы накопления и трансформации рудного вещества могли протекать как в живых организмах (к примеру, накопление и преобразование рудного вещества цианобактериальными матами), так и с помощью комплекса аминокислот разложившейся биомассы, присутствующих в морской воде, в придонных иловых и подземных водах, в осадках и взвешах древних бассейнов, а также в глинистых и углистых прослоях, содержащих остаточное органогенное вещество в виде углеродсодержащих фрак-

ций. При этом рудное вещество сорбировалось, образуя сложные металлоорганические комплексы. Затем образованная золотосодержащая субстанция разрушалась и растворялась вновь поступающими гидротермальными флюидами следующей интрузивной фазы. В результате повышения температуры, давления, действия циркулирующих термальных растворов, тектонических напряжений, радиационных эманаций и других многочисленных физических процессов углерод терял свою форму, разрушая связи с рудообразующими элементами и переводя их в более свободное, иногда самородное (как для золота и платины) состояние. Освобожденные от углерода элементы при наличии вулканической деятельности связывались чаще всего с серой, мышьяком, теллуrom, образуя сульфидные, теллуридные и мышьяковистые неорганические фракции.

Баланс тектоно-магматических, биотических и твердофазных процессов определял тенденцию и приводил к рудогенезу. При этом органический комплекс располагался и работал в верхней части земной коры, неорганический – в нижней. В зоне их пересечений наблюдаются конкурирующие циклические процессы в виде осаждения и новой мобилизации рудного вещества, так называемый биогеохимический рециклинг. Этот направленный процесс приводил к этапному образованию (концентрированию) рудных компонентов в составе будущих месторождений.

В частности, для процессов золотообразования намечается три основных генетических этапа.

Первый этап – перераспределение рудного вещества и создание зон с повышенным содержанием элементов, который включает:

– аккумуляционное накопление и сорбирование биотой рудных компонентов, привносимых магматическими флюидами в мелководные бассейны седиментации;

– образование сульфатредуцирующих цианобактериальных комплексов, мобилизирующих и фиксирующих окислительные и восстановительные (редуцирующие) процессы, а также способствующих разделению рудных компонентов на различные составляющие;

– перевод биотой золота в мобильные формы, его транспортировка при помощи фульво- и гуминовых кислот в составе металлоорганических комплексов, сорбция последних на геохимических барьерах. Роль биоты на первом этапе определяющая.

Второй этап – разрушение металлоорганических комплексов при воздействии повышенных температур, давления, тектонических напряжений, действий растворов и радиогенных эманаций. Углерод терял свою форму, связи в металлоорганических комплексах разрушались, и при наличии вулканической деятельности золото образовывало соединения с серой и мышьяком в виде сульфидов и арсенидов. Освободившийся углерод образовывал молекулярные связи в виде CO, CO₂ и ионные связи в виде CO₃²⁻, а водород входил в состав гидроксильных групп, повышая тем самым щелочность среды.

Третий этап – экранирование сульфидного и укрупнение самородного золота прослоями углистого растительного вещества. Фиксированное золото далее связывалось с другими элементами в неорганической фазе.

Таким образом, при рассмотрении комплексной модели образования золоторудных объектов можно говорить о первичной связи золота с углеродом, водородом, кислородом, азотом и фосфором, т.е. элементами, слагающими органические субстанции в составе металлоорганических комплексов. На втором этапе после разрушения металлоорганических комплексов происходит неорганическая связь золота с вулканогенной серой и, возможно, мышьяком. На третьем этапе золото связывается с медью, железом, молибденом, висмутом, свинцом, цинком, образуя

при этом, как правило, комплексные месторождения.

Хемогенная связь золота на третьем этапе происходила в основном с биофильными элементами. В основу биофильности положена прямая и косвенная связь (ассоциируемость) рудообразующих элементов непосредственно с палеобиотой или продуктами ее метаболизма (табл. 2).

Биогеохимический рециклинг есть постоянная цикличная смена форм миграции и концентрирования рудных элементов, включающая вулканогенно-гидротермальные этапы рудоподведения, концентрацию терригенно-биогенными прослоями, гипергенно-биогенное разрушение первичной золотоносной матрицы, перенос в составе металлоорганических комплексов, последующий распад которых связан с новым этапом тектоно-магматической активизации, сопровождающейся флюидными и радиогенно-эманационными воздействиями, укрупнение за счет экранирования прослоями углистого растительного вещества освобожденных от углерода сульфидных или самородных форм золота, последующую связь золота с другими биофильными элементами.

Этап тектоно-магматической активизации сопровождался рифтогенным преобразованием пород. Специфичность литогенеза рифтогенных комплексов состоит в многообразии постседиментационных минерально-структурных парагенезов и многоэтапности их генерации. Главной причиной этого послужили повышенные скорости захоронения осадков в рифтогенных депрессиях, что повлекло незавершенность диагенетических процессов. Вследствие этого не доведенная до состояния равновесия система реакционно способных минеральных, органических и флюидных компонентов вскоре после седиментации оказывалась в глубинных условиях катагенеза. Диагенетически измененные металлоорганические и ме-

таллические формы элементов при повторении циклов тектоно-магматической активности вновь мобилизовались и концентрировались в зоны. Если это происходило многократно, то появлялись соответствующие месторождения.

В некоторых случаях, возможно, присутствовало телескопирование руд в виде стадийного соединения первоначально независимых элементов в новую более сложную структуру в результате наложения или совмещения в пределах узкого интервала рудного тела или месторождения минеральных ассоциаций, отличающихся по температуре образования и обычно обособленных в пространстве.

При этом месторождения образовывались не катастрофическим путем, а постепенно, и биота активно принимала участие в биогеохимическом рециклинге, создавая условия концентрирования рудных растворов.

Уменьшение количества C_{org} в прослоях, содержащих видимое концентрированное золото таких месторождений Забайкалья, как Дарасун, Балей, Тасеевское и др., возможно, свидетельствует о том, что часть органического вещества была уже израсходована на концентрирование золота и извлечение его из дисперсного состояния в отличие от месторождений Мурунтау, Бендиги и других, где процентное содержание C_{org} в осадочных прослоях, как и содержание самого дисперсного золота в породах, гораздо выше.

Начальная стадия образования любого месторождения – это, как правило, постепенное концентрирование поступающего с растворами золота. Внедрение интрузии играло роль мощного толчка, приводящего к передислокации и последующему минералогенезу.

Не последнюю роль при этом играли радоновые эманации, образующиеся в результате распада урана, накопленного в процессе биосорбции, в

Таблица 2

Ассоциируемость рудообразующих элементов с органическим веществом

| Типы взаимосвязи рудообразующих элементов с органическим веществом | S, P, Ca, Mg, Fe | Si, Cu, Ni, Co, Mn | U, Th | Au, Ag, Pt | Mo, Se | Pb, Zn | W, Sn | As, Tl, Cd, Sb | Редкие, TR | Hg |
|---|------------------|--------------------|-------|------------|--------|--------|-------|----------------|------------|----|
| Непосредственная концентрация рудообразующих элементов в живых клетках и макробиоте | +++ | + | – | + | – | – | – | – | – | – |
| Рудообразующие элементы, переводимые в растворимые формы микроорганизмами или бактериями | +++ | + | ++ | +++ | – | +++ | + | + | + | + |
| Рудообразующие элементы, накапливающиеся в результате процессов сорбции и биосорбции органическим веществом | ++ | + | ++ | +++ | ++ | + | + | + | ++ | – |
| Рудообразующие вещества, мигрирующие в форме органических комплексов | ++ | + | ++ | +++ | + | + | + | + | + | – |

условиях тектоно-магматической активизации. Радон прекрасно поглощается органикой и силикогелем, хорошо концентрируется в пленочных водах, вызывая радиолиз воды, образуя при этом высокоактивные окислители, а при наличии хлора – ионные комплексы, способные при взаимодействии разрушать существующие связи в металлоорганических формах золота.

В лабораторных условиях нами доказан факт разрушения связей в металлоорганических формах золота при фотолитическом воздействии на сильные окислители. Поскольку природные процессы радиолиза на порядок сильнее процессов фотолиза, будем считать, что

именно они оказывали существенное воздействие при разрушении металлоорганических форм золота.

Заключение. Таким образом, для локализации и проявления золоторудных месторождений необходимо присутствие следующих факторов:

- наличие в древнем фундаменте и/или бортах депрессии золотоносного субстрата, являющегося источником для гипергенного разрушения золота, сорбируемого биотой в бассейнах седиментации;

- существование в пределах исследуемой территории или поблизости древних осадочно-метаморфических

комплексов, содержащих органические остатки или $C_{орг}$;

– присутствие на площади рудного поля или поблизости от него магматического очага, являющегося энергетическим стимулятором мобилизации, перераспределения и концентрации золотоносного субстрата, а также генератором рудного процесса, поставляющего золото из глубинных рудно-магматических камер;

– нахождение на площади рудного поля либо около него золоторудных объектов, сформированных в более ранние этапы рудообразования и выполняющих роль золотоносного субстрата, из которого извлекается и перераспределяется золото во время многоэтапного золотого оруденения;

– наиболее перспективными в пределах депрессий и их обрамления следует считать площади тектонических блоков, воздымающихся на момент рудообразования (подъем блоков определяет наличие поступления радоновых эманаций, стимулирующих процессы разрушения металлоорганического золота);

– наличие терригенных прослоев (как правило, мезозойского возраста), содержащих углистое вещество или растительные органические остатки, выступающие в виде сорбирующих экранирующих прослоев.

Библиографический список

1. Бактериальная палеонтология / ред. А.Ю. Розанов. М.: Изд-во ПИН РАН, 2002. 188 с.
2. Барабашева Е.Е. О роли биогеохимического рециклинга в образовании рудных месторождений // Вестник ЗабГК. 2011. № 4. С. 59–61.
3. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 393 с.
4. Богоров В.Г. О количестве вещества в живых организмах Мирового океана. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 12–16.
5. Бордовский О.К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М.: Недра, 1964. 128 с.
6. Быкова Е.Л. К вопросу изучения органических веществ в подземных водах // Проблемы гидрогеологии: докл. к собр. Междунар. ассоциации гидрогеологов. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
7. Вернадский В.И. Живое вещество в биосфере. Избр. соч. В 5 т. Т. 5. Биосфера: статьи по биогеохимии, почвам, газам, метеоритам и космической пыли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 420 с.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук,
профессор Забайкальского государственного университета А.И. Трубачев