

УДК 577.171.4; 553.2

БИОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

М. М. Константинов¹, А. А. Сидоров²¹ЦНИГРИ Минприроды, г. Москва

E-mail: blagmet@tsnigri.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

E-mail: Kolyma@igem.ru

На обширном фактическом материале рассмотрен вопрос о роли биогенеза в формировании месторождений черных, цветных, благородных и радиоактивных элементов. Приведены конкретные данные о роли биогенеза в формировании гигантских концентраций золота и урана на месторождении Витватерсранд (Африка), протерозойских железистых кварцитов, ураноносных песчаников и глинистых сланцев, зернистых и желваковых фосфоритов, элементов платиновой группы в углях и медистых песчаниках цехштейна, золота в углисто-терригенных толщах, меди, свинца, цинка, олова, молибдена, вольфрама в терригенно-сланцевых и углисто-кремнистых формациях, ртути – в современных источниках и третичных месторождениях Калифорнии. В целом области максимального концентрирования металлов включают турбидитовую формацию континентального склона, формирующуюся в надрифтовых зонах, глинисто-карбонатную формацию шельфовой зоны континентов, формацию органогенных доломитов и известняков мелководных морских бассейнов и лагун, континентальные, в том числе угленосные, молассы, аспидные сланцы троговых прогибов. Агентами концентрирования являются бактериальные сообщества, водорослевые скопления и генерируемые ими гуминовые кислоты, древесные и другие растительные остатки, кремнистые организмы, биогермы, битумы, асфальтиты. Время начала процессов биогенеза и биогенного концентрирования металлов близко к оценкам возраста Земли. В настоящее время биогенные концентрации металлов приобретают все большее значение как объекты промышленного освоения.

Ключевые слова: биогенез, концентрация, благородные, цветные, радиоактивные металлы.

Руда как скопление минералов, рентабельное для промышленного освоения, как правило, включает концентрации металлов, значительно превышающие их рассеянные («фоновые» или «кларковые») содержания в земной коре.

Л. Н. Овчинников (1988) провел специализированный анализ этой проблемы для основной группы металлов, характеризующих рудные месторождения. По его данным, концентрации Mn в 50 раз превышают его средние содержания в земной коре ($0,10\%$); Cu – в 43 раза ($4,7 \cdot 10^{-3}$), Pb – в 188 ($1,6 \cdot 10^{-3}$), Mo – в 46 ($1,1 \cdot 10^{-6}$), Ag – в 288 ($7,0 \times 10^{-6}$), Au – в 285 ($4,3 \cdot 10^{-7}$), Pt – в 400 раз ($7,0 \cdot 10^{-7}$). Заметим, что достижение промышленных концентраций для благородных металлов требует их концентрирования по сравнению с «фоном» на порядок выше, чем для цветных. При этом, как полагал Л. Н. Овчинников, более легкая экстракция рудных элементов по сравнению с пороодообразующими обусловлена в первую очередь их наход-

жением в рассеянной молекулярной или атомной форме.

Учение о месторождениях полезных ископаемых как фундаментальная и в то же время сугубо прикладная область научных знаний на протяжении столетий всем комплексом геологических наблюдений, исследований, экспериментов решает по существу один вопрос: в чем состоят механизмы, приводящие в конечном итоге к феноменальным концентрациям металлов в локальных участках земной коры. В связи с этим различные исследователи затрагивают вопрос о роли биогенеза в концентрации металлов.

В частности, работы Дж. Л. Ла-Бержа по железу (1975), С. Г. Неручева по урану (1982), А. А. Сидорова и И. Н. Томсона (2002), М. М. Константинова по золоту (2006) указывают на большое значение процессов биогенеза в концентрировании этих металлов.

Авторы, видимо, впервые выполнили общий обзор этой проблемы. Несомненно, мы могли и упустить при этом ряд ценных исследований, од-

нако и те данные, которые нам удалось собрать и проанализировать, позволяют выдвинуть принципиально новое положение, которое состоит в том, что процессы биогенеза являются необходимым глобальным фактором, определяющим стадийное концентрирование металлов в земной коре, приводящее на конечных стадиях к формированию рудных месторождений.

Первые признаки реликтов биогенеза в земной коре датируются 4–4,4 млрд лет (Резанов, 2002). Принципиальны в этом плане доказательства биогенного происхождения огромных скоплений графита в Алданском районе, возраст которых определяется 3,5–4 млрд лет (Кошевой, Райзенман, 1989).

Что касается рудных объектов, то первые несомненные признаки участия биогенеза в рудо-концентрировании установлены на гигантском золото-урановом месторождении Витватерсранд в Южной Африке, где присутствуют также минералы платиновой группы в виде осмистого иридия. К сведениям о наиболее древнем биогенном концентрировании золота следует отнести данные Р. Хатчинсона (Hutchinson, Vilijioen, 1988) о наличии нитевидных выделений золота в рудах Витватерсранда, где золотом, вероятно, замещались древние водоросли. Этими данными также обосновывается предположение о наличии кислорода в архее. Большинство современных исследователей при этом предполагают, что развитие биогенеза определило увеличение удельного веса кислорода в атмосфере и его активности в геологических процессах в целом и рудообразовании в частности. Уран на месторождении Витватерсранд образует смесь уранинита и углерода, являющуюся разновидностью минерала тухолит (Константинов, Куликова, 1960).

Он приурочен главным образом к слоям конгломерата в форме мелких овальных зерен. Реже распространен столбчатый и массивный тухолит. Поперечные прослойки и столбики тухолита заключают по своим границам прожилки видимого золота. В конгломератах обнаруживаются также округлые зерна осмистого иридия, замещенные каемками золота и пирита.

Принципиальное значение для рассматриваемой проблемы имеет исследование Дж. Л. Лабержа, обосновавшего биогенное происхождение докембрийских железорудных формаций. Их особенности он определяет следующим образом:

1) верхний временной интервал образования этих формаций, которые общепринято называть железистыми кварцитами, определяется интервалом 1800 млн лет;

2) на всех месторождениях широко распространены сфероидальные кремнистые и сидеритовые образования с устойчивой размерностью 20–30 мкм. При этом сфероидальные образования диаметром 20–35 мм, выполненные желтовато-

бурым до черного органическим веществом, установлены на многих месторождениях Канады и Австралии. В них присутствуют также тонкозернистый пирит и карбонаты, частично замещающие органическое вещество. Яшмы с водорослями некоторых железорудных формаций содержат нитчатые и шаровидные образования, аналогичные сфероидальным формам из органического вещества в черных строматолитовых кремнистых породах;

3) можно проследить последовательное замещение органического вещества сидеритом и пиритом, а этих минералов – гематитом;

4) однотипные сфероидальные образования присутствуют на месторождениях с различными физическими условиями формирования. Тонкослоистые или полосчатые железорудные формации нижнего и среднего докембрия, ассоциирующие с глинистыми сланцами, формировались в относительно глубоководных стабильных водоемах, тогда как гранулярные, неравномерно слоистые, в том числе косослоистые, образования иногда с водорослевыми строматолитовыми горизонтами – в мелководной волноприбойной зоне;

5) как полагает этот автор, «в пользу общего (биогенного, а не коллоидного) происхождения сфероидальных образований свидетельствует нахождение их во многих районах и породах, формировавшихся в различных гидродинамических условиях; присутствие в одном шлифе многих тысяч однородных по размеру образований; сходство размеров сфероидальных образований и известных биологических видов» (1975. С. 259).

Отметим постоянную повышенную «фоновую» золотоносность железистых кварцитов. В. И. Старостин с соавторами (2006), специально исследовавшие эту проблему, показали, что во многих участках содержания золота достигают значений $n \cdot 0,1-1,0$ г/т, т. е. приближаются к промышленным. Н. А. Быковер (1984) оценил общие мировые ресурсы железа в железистых кварцитах в 3 трлн т при среднем содержании 28%. Объемы руд, таким образом, составляют около 11 трлн т. Принимая условное среднее содержание золота 0,01 г/т, оцениваем ресурсы золота в железистых кварцитах в 110 тыс. т, что примерно сопоставимо со всем добытым в мире золотом.

Дальнейшая судьба концентраций **урана** в связи с биогенезом рассмотрена в содержательной монографии С. Г. Неручева «Уран и жизнь в истории Земли» (1982). С. Г. Неручев полагает, что им «обоснована концентрация периодического проявления в истории Земли кратковременных эпох, во время которых оживлялся рифтогенез, проявлялся интенсивный базальтовый вулканизм, накапливались богатые планктонным органическим веществом морские радиоактивные осадки с аномально повышенными концентрациями U, P, S, Fe, Mo, V, Ni, Cu, Zn, Cr, Co, Ag, Au, As, Ir, Os и редко-

земельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Yb)» (1999. С. 493). В частности этот автор отмечает глобальные циклы рудообразования.

Существуют и весьма эффективные «зримые» свидетельства биогенного концентрирования урана. В пермско-юрских пологозалегающих осадочных толщах плато Колорадо в Америке, представленных чередующимися песчаниками и глинистыми сланцами, обнаруживаются стволы деревьев, целиком замещенные минералами урана (настураном и уранинитом) и ванадия (Константинов, Куликова, 1960).

Месторождения урана имеют вкрапленный характер и связаны с пластами песчаников, сформировавшихся в условиях, приближенных к континентальным. Носителями же растворенного урана (а также ванадия и небольших количеств свинца и цинка) были грунтовые воды, частично подогретые за счет температурного градиента и фильтровавшиеся по захороненным русловым каналам. В палеобассейн, где отлагались песчано-глинистые толщи с большим количеством органики, уран поступал из обрамлявших его более древних плутонических и вулканических пород.

Убедительные данные о роли биогенеза в формировании месторождений **фосфора** приводит В. Н. Холодов (1997; и др.). В разрезе докембрия и фанерозоя он выделяет две глобальные эпохи фосфоритообразования – вендско-кембрийскую и мел-палеогеновую. В вендско-кембрийское время широко распространяются пластовые и пластово-линзовидные залежи фосфоритов, переслаивающиеся с карбонатными, а также с кремниевыми и кремниво-глинистыми породами. Для этих образований типичны строматолитовые макротекстуры, а также постоянное присутствие окремненных и органостенных микрофоссилий. Фосфатные залежи обычно ассоциируют с железомарганцевыми рудами, а также с углеродсодержащими черными сланцами и фтанидами, содержащими повышенные количества V, U, Co, Ni, Ti, Cr, Mo, Se, Re и других металлов, а также с пластовыми доломитами.

Массовое фосфоритообразование в меловое и палеогеновое время выразилось в образовании зернистых и желваковых фосфоритов. Мелкие рассеянные зерна фосфоритов размером 1–10 мм, заключенные в карбонатном и глинистом материале, сопровождаются фосфатизированными зубами акул, губками, раковинами пелеципод и гастропод и их обломками. Фосфориты ассоциируют с карбонатными отложениями, оолитовыми железняками и марганцевыми карбонатными рудами.

При поступлении фосфора с речными стоками в морские бассейны огромную роль, как отмечает В. Н. Холодов, приобретает биос. Многие планктонные организмы, в том числе диатомеи, обладают способностью извлекать фосфор даже из силикатной взвеси. В эстуариях рек, на рубеже река – море, количество извлекаемого планктоном

фосфора в 15 раз превышает количество привносимого растворенного фосфора. Фосфор, накопленный планктоном, позднее вступает в трофические цепи морского биоса. На стадии диагенеза микробиологические реакции в верхней части полужидких илов, захороняемых на дне морских бассейнов, способствовали развитию процессов сульфат-редукции, концентрации H_2S и CO_2 в иловых водах, а это в свою очередь приводило к растворению фосфатных взвесей, попавших в осадок, и к концентрации растворенного P_2O_5 в поровых водах. В. Н. Холодов обосновывает и «обратное» воздействие поступления фосфора на развитие биогенеза: его «главный биогеохимический вывод» – все важнейшие физиологические функции биосферы, и в первую очередь воспроизводство себе подобных, а также брожение, фотосинтез и аэробное дыхание определяются участием фосфора, без которого осуществление и реализация этих процессов были бы практически невозможными (1997. С. 572). В. Н. Холодов также предполагает, что избыток фосфора в древних морях через механизм воспроизводства мог активно воздействовать на эволюцию биосферы, создавая мутантов и обостряя борьбу за существование.

Гибель одних видов и распространение других были, как считает В. Н. Холодов, неизбежным проявлением таких «звездных» эпох эволюции биосферы.

В целом В. Н. Холодов (2004) формирует содержание гипотезы, названной им «биогенно-диагенетической», следующим образом:

1) поступление фосфатных взвесей и растворов в конечные водоемы стока в основном осуществляется с суши;

2) планктон концентрирует в себе фосфор, принимает участие в общем кругообороте органического вещества и, захороняясь на дне, фиксирует его в осадке;

3) микробиологическая сульфат-редукция в иглах способствует возникновению H_2S и CO_2 , подкислению иловых растворов и растворению в них огромного количества P_2O_5 . Иловые диагенетические растворы и генетически связанные с ними наддонные сероводородные воды – главные источники фосфора в процессах фосфогенеза;

4) окисление сероводорода и подщелачивание иловых или наддонных сероводородных вод карбонатами является основной причиной выпадения фосфора в осадок и образования фосфатных пеллет, зерен и конкреций;

5) осуществление процессов фосфоритообразования зависит от гармонического сочетания действия многих литологических факторов, проявляющихся на стадиях седиментации, диагенеза и катагенеза; дисгармония факторов гасит процессы фосфогенеза.

Интенсивные исследования по поискам нетрадиционных месторождений **элементов платино-**

вой группы (ЭПГ) позволили получить новые данные о стабильно повышенных концентрациях металлов в глинистых сланцах и углях. Литература по этому вопросу весьма обширна. Отметим только некоторые, принципиально важные исследования. Так, В. В. Середин и М. Ю. Поваренных (1995) установили минералы платины в углях Павловского месторождения в Приморье. Среди них платина самородная, куперит, изоферроплатина и минеральная фаза, в состав которой входят 62,3% свинца, 22,6% серы и 15,1% олова. Платиноносные угли включают кластогенный и аутигенный минеральные парагенезисы. В кластогенный парагенезис входят кварц, ильменит, циркон и ряд других обломочных минералов; аутигенный – микронные (1–10 мкм) выделения минералов чешуйчатой, хлопьевидной, почковидной и округлой формы. Среди них барит, фосфаты и фторкарбонаты, формировавшиеся в окислительных условиях, а также сульфиды, самородные металлы и интерметаллиды Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Sn, Bi, Ag, Au и Pt, образовавшиеся в восстановленной обстановке. Наиболее широко распространены в углях и ископаемой древесине фромбоидальный пирит, барит и галенит.

Как полагают эти авторы, состав аутигенного парагенезиса платиноносных углей указывает на то, что его формирование происходило в основном из хлоридно-сульфатных вод, поступающих в бассейн на стадии торфонакопления и диагенетических преобразований органического вещества. О сингенетическом характере минерализации может свидетельствовать нахождение минералов платины на значительном (до 1 м) удалении от контактов пластов, где, учитывая отсутствие деформаций, трудно ожидать проникновения минерализованных вод после завершения процессов углефикации.

Х. Куха (Kucha, 1983) в меденосных отложениях цехштейна Нижней Силезии выявил горизонт сланцев мощностью в первые сантиметры (иногда до 10 см), содержащий металлы группы платины и золото. Их содержание составляет, г/т: Au – 10–3000, Pt – 10–370, Pd – 10–120 (до 1000). Кроме того, присутствуют, г/т: Bi – 100–2000, Hg – 200–1500, Ag – 2–1100, Mo – 260–4800, V – 10–5200. Содержания благородных металлов не зависят от концентрации сульфидов. Х. Куха предполагает, что благородные металлы входили в состав металлоорганических соединений и их высвобождение в самородные формы и арсениды происходило при процессах автоокисления, усиленных γ -радиацией.

В протерозойских «черных сланцах» Северного Прибайкалья А. С. Яценко и др. (1996) выявили комплексную геохимическую аномалию Pt, Pd, Au, U, Ni, Cu и Zn. Содержание Pt составляет 0,05–0,5, Pd – 0,05–1,0 г/т. Нами по результатам 60 проб глинисто-сланцевых толщ среднеюрского возраста

Северного Кавказа установлены устойчивые высокие содержания Pd (0,01–1 г/т). В линзах бурых углей и литифицированных древесных остатков установлены, г/т: Pd – 0,4–1,3, Pt – 0,2–0,6, Rh – 0,03.

Таким образом, можно достаточно определенно говорить о закономерном концентрировании платины в песчано-глинистых осадках, обогащенных органическим веществом.

Эффекты биогенного концентрирования золота были рассмотрены нами ранее (Константинов, 2006). Весьма эффективные наблюдения выполнили Р. А. Амосов и С. В. Васин (1993). Они провели массовое электронно-микроскопическое изучение образцов самородного золота из руд и россыпей и установили многочисленные золотые микрофоссилии, представляющие собой полные псевдоморфозы самородного золота по цианобактериям, диатомовым водорослям и некоторым другим микроорганизмам. В наилучших, слабодеформированных образцах в россыпи удается распознать зональное строение, с чередованием от периферии к центру: 1) прерывистой зоны массивного сложения; 2) зоны тонковолокнистого строения, в которой золотые трихомы вытянуты в радиальном направлении; 3) ядра, в котором золотые индивиды имеют форму кокков и вибрионов. Пробность золота в микрофоссилиях колеблется от 650 до 750%, содержание ртути изменяется от 7 до 17%, увеличиваясь в местах взаимного соприкосновения нитей. Причины пропуска биогенного золота заключаются в отсутствии систематического изучения и в высокой диффузионной подвижности золота в твердом состоянии, при последующем метаморфизме биогенные формы легко трансформируются в обычные кристаллические.

Как предполагают указанные авторы, золотая литификация микроорганизмов, возможно, является защитой от ионизирующих излучений, поскольку золото характеризуется большим радиусом захвата нейтронов. Кроме того, золото – весьма эффективный поглотитель ртути, одного из наиболее токсичных элементов. В связи с этим обращает на себя внимание постоянное присутствие ртути в биогенном золоте.

Н. Г. Куимова (2004) обобщила результаты многолетних экспериментальных исследований по аккумуляции и кристаллизации золота бактериями и микроскопическими грибами. Ею установлено, что наиболее активными биосорбентами являются грамположительные бактерии рода *Bacillus*, а среди грибов – представители рода *Penicillium*. В результате биосорбции происходит восстановление ионной формы золота и дальнейшая иммобилизация его на биомассе. В процессе кристаллизации образуются пластинчатые кристаллы золота и коллоидные пленки. Процесс кристаллизации коллоидного золота имеет полистадийный характер:

биосорбция – быстрый процесс связывания металла клеточной стенкой. На этой стадии происходит образование координационных связей частиц коллоидного золота с функциональными группами структурных компонентов клеточной стенки;

медленный процесс конденсации металла в центрах кристаллизации, в результате чего образуются ажурные, сетчатые структуры золота на поверхности мицелля;

трансформация полученных золотоорганических структур и дальнейшая кристаллизация, в результате чего золото постепенно освобождается от биофильных элементов, образуя рыхлые губчатые агрегаты биогенного золота.

Устойчивая ассоциация месторождений золота с углисто-терригенными толщами особенно четко прослеживается вдоль западной окраины американской части Тихоокеанского пояса (пояс

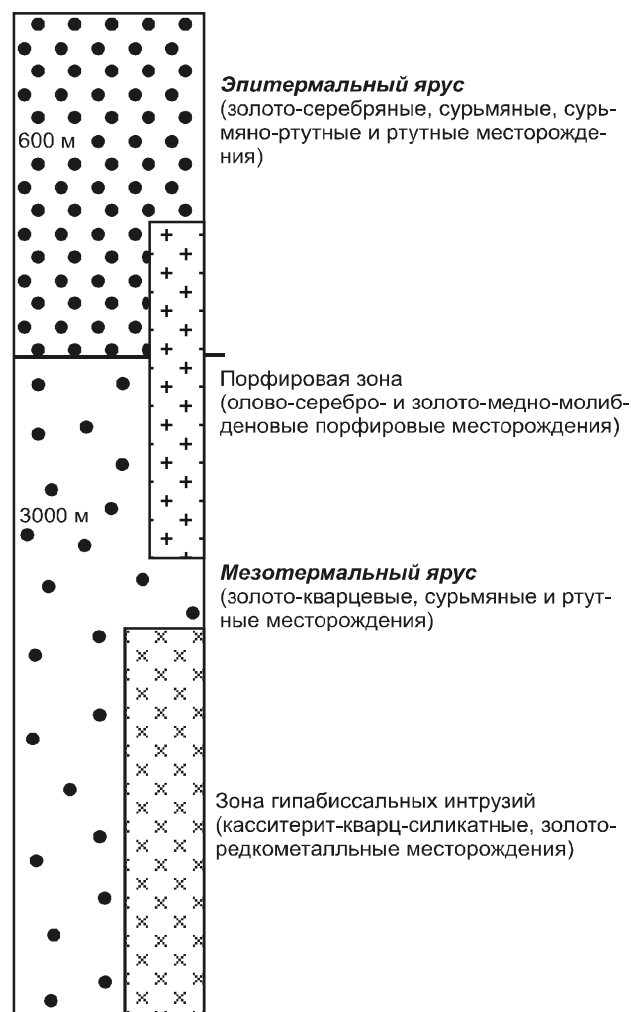


Рис. 1. Схема ярусного оруденения в зоне сульфидизации черносланцевых толщ триаса Майского рудного района, Чукотка

Fig. 1. The scheme of circle mineralization of zone of Triassic black shales sulfidization, Maiskoe Ore District, Chukotka

Аляско-Джуно на Аляске и Мазер Лоуд в Калифорнии), где развиты толщи аспидной формации.

Возможно, эта толща простирается к западу, на территорию Чукотки и в ней локализовано крупное Майское месторождение. В пределах рудного узла (рис. 1) А. А. Сидорову (2001) удалось показать элементы корреляции золота и $C_{\text{орг}}$ в рудах с низким содержанием кремнезема и полное исчезновение корреляции в окварцованных породах (рис. 2). Устойчивая связь месторождений золота с турбидитовой формацией установлена для ряда регионов, в том числе мы детально изучали ее в Южном Верхоянье, где развиты стратиформные залежи золото-кварцевых руд. Вмещающие ритмичные песчано-алевролитосланцевые толщи содержат золото в 2–5 раз выше фоновых. Эти же тенденции хорошо видны и в пермских терригенных толщах Колымского региона (рис. 3). Гидротермально-осадочная модель формирования месторождений предполагает поступление части золотосодержащих гидротерм в воды придонной части морского бассейна и биогенное концентрирование золота.

Ф. Д. Овчаренко с соавторами (1985) разработали гипотезу биоминерализации, которая предполагает аккумуляцию микроорганизмами колло-

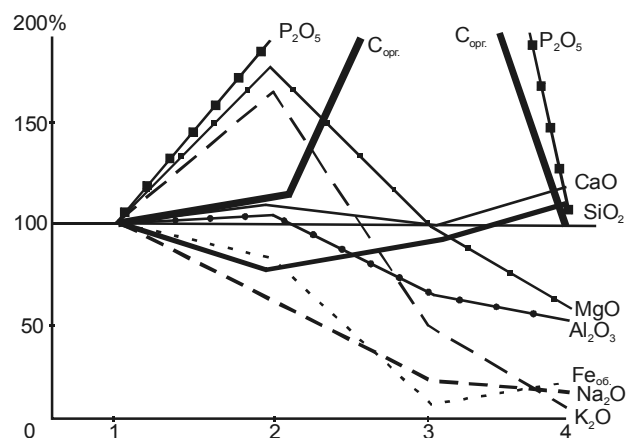


Рис. 2. Изменения химического состава глинистых сланцев и алевролитов в золотоносной зоне сульфидизации Майского месторождения, Чукотка. По оси абсцисс: 1 – слабосульфидизированный алевролит ($C_{\text{сп.}} - 12 \text{ г/т}$); 2 – алевролит из зоны смятия и тонкой сульфидизации ($C_{\text{сп.}} - 10 \text{ г/т}$); 3 – глинистый сланец с гнездами углистого вещества ($C_{\text{сп.}} - 10-20 \text{ г/т}$); 4 – окварцованная и сульфидизированная порода ($C_{\text{сп.}}$ до 100 г/т). По оси ординат – содержания компонентов относительно исходной породы (100%)

Fig. 2. Changes in shale and aleurolite chemical composition in gold-bearing sulfidization zone, Maiskoe Deposit, Chukotka. X-axis: 1 – low-sulfidized aleurolite ($C_{\text{av.}} - 12 \text{ g/t}$); 2 – aleurolite from crush belt and fine sulfidized area ($C_{\text{av.}} - 10 \text{ g/t}$); 3 – shale hosting coal nests ($C_{\text{av.}} - 10-20 \text{ g/t}$); 4 – quartz- and sulfide-altered rock ($C_{\text{av.}}$ up to 100 g/t). Y-axis: components versus the mother rock (100%)

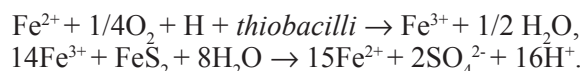
идного золота, поставляемого в морской бассейн гидротермальными растворами, и обогащение ими реликтовых осадков. Моделирование биогеохимических систем организм – металл и процессов эволюции тонкодисперсного золота в осадке осуществлялось на клетках *Bacillus subtilis*, а также на споровых культурах, выделенных из природных взвесей в морской бухте с известными металлоносными осадками. Исследования показали, что живые клетки обладают способностью к различным последовательным взаимодействиям с золотом, которые включают притяжение коллоидных частиц к поверхности клетки, прикрепление их агрегатов, последующие растворение, перекристаллизацию и формирование более крупных частиц. С течением времени поверхность клетки освобождается от дисперсных частиц двумя путями: 1) в ассоциациях клеток происходит дополнительное стягивание частиц в места контакта, сопровождающееся их укрупнением; 2) для одиночных клеток более характерно увеличение размера частиц без предварительного агрегирования. При длительном контакте на поверхности одиночных клеток и в их ассоциациях образуются крупные частицы металла, представляющие собой либо изометричные, либо дендритовидные кристаллы.

В целом намечаются два основных способа биогенного концентрирования золота: бактериальный метаболизм и замещение водорослей и растительных остатков. Детальные исследования процессов растворения и миграции золота в почвах (Reith, McPhail, 2006) позволили установить, что оба эффекта биоконцентрирования задействованы в единой системе. Микробы почв поглощают около 95 вес.% Au, растворенного в форме AuCl_4 . Происходит формирование золотосодержащих аминокислот, из которых со временем золото высвобождается и сорбируется твердыми частицами почвы.

Биогенное концентрирование **меди, свинца и цинка** установлено в ряде детальных исследований.

Так, М. Стифен Эндерз с соавторами (Stephen Enders et al., 2006) привели геологические и микробиологические исследования образцов вод и минералов медно-порфинового месторождения Моренси в штате Аризона (США), которые показали, что окисляющие железо бактерии (*thiobacilli*) и сульфат-редуцирующие бактерии участвуют в выщелачивании и отчасти в обогащении медью зоны гипергенеза. Зона выщелачивания (0,06% Cu; 0,06% S) имеет мощность 200 м, перекрываемая ею зона обогащения (0,42% Cu; 0,39% S) – 180 м. Образцы из зоны выветривания содержат большое количество *thiobacilli*, которые интенсивно размножаются в период дождей, их популяции достигают менее 10^7 бактерий на 1 мм в близких к нейтральным условиям pH. В засушливые периоды эта популяция резко умень-

шается. При этом происходит растворение сульфидов и их переход в сульфаты (халькантит). Ежегодно на изученном участке площадью около 1,5 км² продуцируется несколько килограммов бактерий, способных выщелачивать от 0,14 до 0,87 т меди ежегодно, что существенно ускоряет во времени весь процесс окисления, происходящий по реакциям:



Биогенное концентрирование свинца и цинка охарактеризовано М. М. Константиновым в сводной работе «Экзогенные сульфиды свинца и цинка» (1954). Им, в частности, установлено широкое развитие галенита и сфалерита в буроугольных бассейнах Подмосковной котловины. Так, на Волгинском угольном месторождении галенит был встречен в угле в виде мельчайшей рассеянной вкрапленности и в форме тончайших пластинок в трещинках, а также в виде агрегатов более крупных кристаллов в центральных частях округлых пиритовых стяжений и в пиритизированных стволах растений. В последнем случае отмечается и сфалерит, содержащий более 1% железа и около 0,1% кадмия. Галенит выполняет, аналогично пириту, ядра клетчатки, в то время как сфалерит, как правило, замещает вещество, облекающее эти ядра и создающее сетку фюзена. В ряде случаев галенит отмечен внутри микроспор. Наряду с более ранними выделениями галенита и сфалерита такого типа, они наблюдаются также в виде тончайших мелких прожилков, секущих более ранние выделения. Наличие этих прожилков, по мнению М. М. Константинова, свидетельствует о более поздней перегруппировке вещества пиритовых конкреций. Сопоставление содержаний свинца в конкрециях Волгинского месторождения с содержанием вмещающего угля показывает концентрацию его в 50–100 раз больше, чем во вмещающем угле, что указывает на достаточно широкое развитие процессов перемещения металлов при диагенезе.

Максимальные концентрации **олова, молибдена и вольфрама** в углях, горючих сланцах и углеродисто-кремнистых образованиях в сотни и тысячи раз превышают кларковые. При этом отмечаются следующие закономерности (Денисенко и др., 1986):

1) максимальные содержания нередко приурочены не к залежам углей, а к песчано-глинистым отложениям угленосных формаций, обогащенных органическим веществом;

2) наиболее высокие концентрации элементов обычно наблюдаются в слабометаморфизованных бурых углях;

3) молибден обнаруживает устойчивую геохимическую ассоциацию с ванадием, а вольфрам – с золотом;

Стратиграфическая колонка	Мощность, м	Описание пермских черносланцевых толщ и эпигенетических образований
=====	300–400	Аргиллиты, алевролиты и песчаники темно-серого (до черного) цвета с умеренными зеленосланцевыми изменениями и <i>золото-кварцевыми жилами</i>
=====	250–400	Тонкопереслаивающиеся аргиллиты и алевролиты с зеленосланцевыми изменениями и <i>золото-кварцевыми жилами</i>
=====	350–500	Углистые аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов с зеленосланцевыми изменениями и <i>золото-кварцевыми прожилками</i>
=====	800	Флишoidная пачка аргиллитов и алевролитов с зеленосланцевыми изменениями, <i>пиритизацией и золото-кварцевыми жилами и прожилками; поздние кварцевые жилы с адуляром и золото-серебряной минерализацией</i>
=====	350–400	Флишoidная пачка песчаников, аргиллитов и алевролитов с зеленосланцевыми изменениями и <i>золото-кварцевыми прожилками</i>
=====	400	Флишoidная пачка песчаников и алевролитов с зеленосланцевыми изменениями и <i>золото-кварцевыми жилами</i>
-----	350–600	Диамиктиты, туфогенные глинистые сланцы и аргиллитовые гравелиты, с зонами углеродистых метасоматитов и золотоносной пиритизацией, платиноидной минерализацией, золото-кварцевыми жилами (Омчакский узел), с нижнемеловыми гранитоидными массивами и олово-урановым оруденением (Бутыгычаг)
=====	600	Тонкопереслаивающиеся глинистые сланцы, с зонами <i>золотоносной пиритизации и золото-кварцевыми жилами и прожилками</i>
-----	900	Углисто-глинистые сланцы с зонами <i>золотоносной пиритизации и редкими кварцевыми золото-кварцевыми жилами</i>
-----	1100	Глинистые сланцы с пачками известковистых песчаников с кварцевыми и карбонатными жилами и прожилками

4) выделяется планетарная венд-кембрийская эпоха образования углеродисто-кремнисто-сланцевых формаций, перспективных на выявление молибден-ванадиевых и вольфрамовых месторождений;

5) периоды максимального концентрирования олова, вольфрама и молибдена в углеродистых толщах включают АК₂-PR₁, PP₂-С, PZ₁ (преимущественно O-S); PZ₂ (D-C₁) и Q.

В подтверждение своего положения о существовании глобальной эпохи биогенной концентрации молибдена в раннем палеозое В. К. Денисенко с соавторами указывают на то, что в Западной Европе широко развиты нижнепалеозойские (V-С и O-S) ванадиеносные черные сланцы и фтаниты с повышенными концентрациями молибдена. В указанных отложениях северо-восточной части Верхнесилезского угольного бассейна Польши в последние годы выявлено молибденовое оруденение стратиформного типа (К. Piekarski, 1982 г.).

Молибденоносные сланцы развиты в геосинклинальных отложениях среднеордовикско-раннесилурийского возраста, слагающих складчатый фундамент мезозойского платформенного чехла. В металлогеническом отношении рассматриваемый район характеризуется проявлением разнотипной минерализации (пиритово-медной, молибденовой и медно-молибденовой порфиоровой, свинцово-цинковой и др.), развитой на многих участках (Мышков, Мжиглод, Заверче, Пилица, Долина Бендковска). Наибольшие концентрации молибдена установлены в районах Мышкова и Мжиглода. При этом молибденовая минерализация развивается как в метаморфических сланцах, так и в прорывающих их гранитоидных порфировых интрузивах.

Рудовмещающая толща пород представлена чередованием биотит-кварцевых, биотит-хлоритовых с полевым шпатом и эпидотом метапелитов и метаалевролитов. Отложения регионально метаморфизованы в период каледонской складчатости в зеленосланцевой фации (хлоритовая и биотитовая субфации). В кровле они ограничены интрузией риодацитового порфира, а в подошве – интрузией микрогранитового порфира.

Молибденовое оруденение преимущественно локализовано в пачке черных кремниво-илистых пелитовых сланцев мощностью в несколько сотен метров. В пределах этой пачки выделяются продуктивные горизонты с содержанием молибдена до 0,19% и меди до 0,6%. В отдельных случаях фиксируются также цинк (до 0,05%), свинец

(до 0,04%), вольфрам (до 0,1% WO₃). Молибденит в виде рассеянной вкрапленности с размерами зерен от ультрамикроскопических до 0,4 мм развит по всей толще пелитовых сланцев. Его содержание выше в пелитах, чем в алевролитах. Помимо рассеянной вкрапленности он часто присутствует и в секущих кварц-карбонатных и кварц-полевошпатовых прожилках. Из других рудных минералов в сланцах содержатся халькопирит и пирит, а также в незначительных количествах сфалерит, галенит, шеелит, магнетит, сфен, рутил.

Гидротермальные изменения пород выражаются в калишпатизации, хлоритизации, серицитизации и карбонатизации, из которых наиболее интенсивно проявлены процессы калишпатизации. Измененные породы характеризуются интенсивным развитием прожилков, состав которых соответствует составу вмещающего их субстрата. В измененных породах содержания молибдена и меди резко уменьшаются, вплоть до почти полного отсутствия.

По их же данным, близкая с охарактеризованным районом геологическая ситуация проявления стратиформной молибденовой и сопутствующей минерализации отмечается в штатах Иллинойс и Индиана США, где в черных сланцах карбонового возраста установлены повышенные содержания (в скобках указаны средние значения, %) Mo (0,1), Zn (0,9), Pb (0,03), Se (0,02), Cu (0,4), Ni (0,04), W (0,06) и др. Предполагается накопление максимальных концентраций молибдена (до 0,25%) и ванадия (до 1,0%) в органогенном материале. Относительное постоянство содержания рудных элементов в прибрежно-морских отложениях, развитых на значительных площадях (несколько сотен квадратных километров), проявление зональности в их распределении по отношению к палеобереговой линии и другие признаки позволяют связывать накопление металлов с сингенетическими или раннедиагенетическими процессами.

Однако наибольшее практическое значение имеют концентрации молибдена в Южном Китае, где в раннекембрийских черносланцевых толщах выявлен ряд объектов, на которых осуществляется промышленная отработка комплексных руд, содержащих Mo, Pd, Ni и ряд других компонентов. Среднее содержание металлов в концентрате, %: Mo – 4, Ni – 4, Zn – 2, г/т: Au – 0,7; Ag – 50; Pt – 0,3; Pd – 9,4; Ir – 0,03. Оруденение приурочено к нижнекембрийской флишоидной черносланцевой толще чехла Южно-Китайской платформы, которая фиксирует протерозой-кембрийское не-

← Рис. 3. Положение до-, син- и постаккреционной золотоносности (с крупнейшими месторождениями Омчакского рудного узла), унаследованно сформировавшейся в стратиграфических свитах Аян-Юряхского антиклинального поднятия (Северо-Восток России)

Fig. 3. The pre-, syn- and post-accretionary gold mineralizations (including the largest deposits of Omchak Ore District) inherited in stratigraphic suites of Ayan-Yuryak Anticlinal Uplift (Northeastern Russia)

согласие (Nansheng, Raymond, 1989), а также к базальным горизонтам, перекрывающим погребенную рифтогенную структуру. Рудовмещающие толщи прослежены в целом на 2000 м, однако в их пределах минерализация локализована в рудоносном горизонте мощностью около 10 м. Он представлен чередованием слоев, обогащенных сульфидами, фосфатных черных сланцев с карбонатными конкрециями, углеродистыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Из рудных минералов присутствуют пирит, миллерит, бравоит, герсдорфит, молибденит и халькопирит. Редко отмечаются пентландит, теннантит и виоларит.

На месторождениях **ртути** широко проявлено органическое вещество. Как отмечают Н. А. Озерова с соавторами (1973), для ртутных месторождений Калифорнии (а впоследствии было доказано, что они являются комплексными золото-ртутными) характерна тесная ассоциация ртути с жидкими, твердыми и газообразными битумами, включая нефть, углеводороды и твердые битумы из семейства асфальтидов. На одном из месторождений обнаружены жильные образования, состоящие из сферических скорлупок опала, заполненных нефтью с газовыми пузырьками, внутри которых иногда устанавливается киноварь. На юго-восточном продолжении ртутного пояса Калифорнии в природном газе и нефтях выявлена самородная ртуть.

Н. А. Озерова с соавторами, детально изучив современные термальные источники Камчатки, установили отложение киновари на водорослевых скоплениях. Так, в грифоне Аппапельских источников киноварь образуется на колониях водорослей. Изотопный состав серы в киновари равен -9,6‰, тогда как в сульфате термальных вод +11,7‰. Разница в 20% между составом сульфатной и сульфидной серы соответствует разделению при бактериальном восстановлении сульфата при помощи органических веществ. Грифоны изобилуют остатками растительности, а в самих растворах обнаружено высокое содержание органического вещества (72 мг/л).

Н. Д. Турдукеев (1981) выделяет в Южном Тяньшане специализированную на ртутное орудование слабоуглеродистую – карбонатную семиаридную (известняково-доломитовую битуминозную) формацию ($D_{2-3}-C_1$). Формация распространяется с небольшим перерывом в виде широтной, выдержанной по мощности полосы на всем протяжении северных склонов Туркестано-Алайской горной системы. Состоит из доломитизированных известняков и преобладающих доломитов (нередко высокобитуминозных, искристо-темно-серых до черных) с незначительным участием терригенных пород. Общая мощность этих отложений достигает 2500–3000 м. К этой формации приуроче-

но подавляющее большинство ртутных месторождений и рудопроявлений. Выделяются три стратифицированных рудоносных уровня. Ртутная минерализация контролируется ритмолитогеохимическими, фациально-геохимическими и палеогеографическими факторами. Типоморфные элементы формации – ртуть, селен, магний, кальций, стронций, барий, фтор. Содержание $C_{орг}$ 0,2–3,8%. Рудоносные составляющие формации образовались в достаточно восстановленных зонах морского мелководья. Геохимический фон ртути до 30 кларков и выше. Отдельные узкостратифицированные горизонты битуминозных магнезиально-карбонатных пород (амфипоровые, «зебровидные» и черные искристые доломиты) формации характеризуются аномально повышенными концентрациями ртути ($n \times 10^{-2}$ – $n \times 10^{-3}\%$).

Наш лаконичный и далеко не полный обзор позволяет высказать некоторые соображения общего порядка:

1) области биогенного концентрирования металлов не ограничиваются «углеродистой формацией». Они включают турбидитовую формацию континентального склона, формирующуюся в надрифтовых зонах, глинисто-карбонатную формацию шельфовой зоны континентов («пассивной континентальной окраины»), формацию органических доломитов и известняков мелководных морских бассейнов и лагун, континентальные, в том числе угленосные, молассы, аспидные сланцы троговых прогибов;

2) агентами концентрирования являются бактериальные сообщества, водорослевые скопления и генерируемые ими гуминовые кислоты, древесные и другие растительные остатки, кремнистые организмы, биогермы, битумы и асфальтиты. Дж. Левентал (Leventhal, 1986) следующим образом суммирует металлоконцентрирующее воздействие органического вещества:

концентрация металлов путем ионного обмена или хелатообразования;

восстановление металлов в нерастворимые формы путем окисления спиртов (гидроксильные группы) до альдегидов;

бактериальное (при $t > 90^\circ\text{C}$) или небактериальное (при $t > 100^\circ\text{C}$) восстановление сульфатов до сульфидов вследствие окисления органического вещества;

3) время начала процессов биогенеза и биогенного концентрирования металлов близко к оценке возраста Земли.

Все новые исследования подтверждают справедливость высказывания В. И. Вернадского о том, что «в данных современной минералогии мы не имеем ни одного факта, который бы указывал на изменение в составе атмосферы в ее современном состоянии, поэтому мы можем считать, что в пределах геологических эпох состав воздуха был в

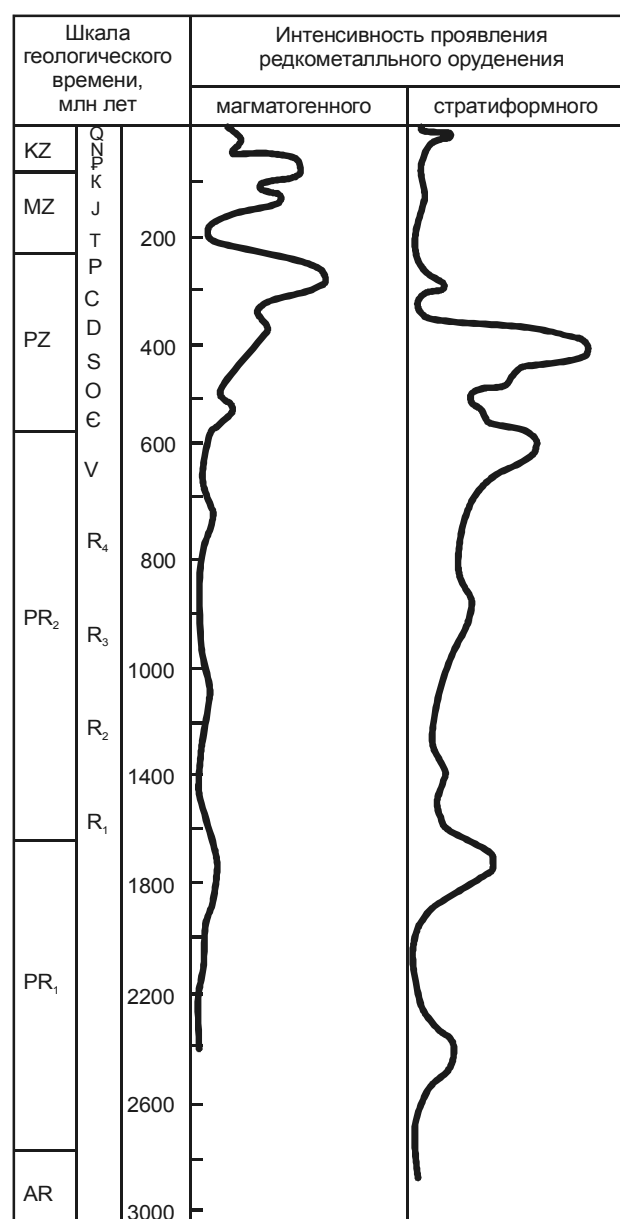


Рис. 4. Схема, иллюстрирующая периоды проявления редкометалльного оруденения магматогенного и стратиформного типов (по Денисенко и др., 1986)

Fig. 4. Schematized stages of rare metal mineralization of magmatic and stratiform types (Денисенко и др., 1986)

общих чертах тем, каким мы его наблюдаем ныне».

На фоне общей «космической» длительности процесса биогенеза и рудоконцентрирования несомненна его цикличность, отмечаемая многими исследователями. Особенно интересно, что за глобальными циклами биогенеза и синхронного рудогенеза следуют глобальные циклы магматизма и рудообразования. Один из наиболее крупных циклов биогенеза связан с ранним палеозоем, а глобальный цикл магматизма – с поздним палеозоем (C₃-P₁). Второй подобный цикл намечается в мезозое: породы триаса аккумулируют многие

крупнообъемные месторождения свинцово-цинковых и благороднометалльных руд, сопряженных с биогенезом, а в позднем мезозое (J₃-K₂) – гидротермальные месторождения. Взаимосвязь циклов стратиформного рудообразования вольфрама и его постмагматических месторождений ярко показана В. К. Денисенко и др. (рис. 4). Смена циклов биогенеза и магматизма, вероятно, является одной из фундаментальных закономерностей развития Земли, обоснование которой возможно только на основе широкого синтеза тектоники, магматизма, литологии, исторической геологии и других областей знаний;

4) биогенные концентрации металлов приобретают все большее значение как непосредственные объекты промышленного освоения. На это, в частности, справедливо обратили внимание А. А. Сидоров и И. Н. Томсон (2002): «В настоящее время почти очевидны пути совмещения концепций эндогенной и экзогенно-биогенной природы углеродистого вещества в черносланцевых толщах».

В связи со стремительным ростом цены на золото последнее особенно актуально для этого металла, поэтому реально не только выявление новых объектов с рассеянным золотом, но и переоценка ранее не освоенных месторождений в старых горнорудных районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Амосов Р. А., Васин С. В. Золотые микрофоссилии // Руды и металлы. – 1993. – № 3–6. – С. 101–107.
- Быковер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. – М.: Недра, 1984. – 364 с.
- Денисенко В. К., Лобков В. Л., Гапошин И. Г. и др. Стратиформные редкометалльные месторождения. – М.: Недра, 1986. – 232 с.
- Константинов М. М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка // Вопросы минералогии осадочных образований. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1954. – С. 32–48.
- Константинов М. М. Золоторудные провинции мира. – М.: Науч. Мир, 2006. – 356 с.
- Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. – М.: Атом. энергия, 1960. – 306 с.
- Кошевой В. В., Райзенман Ф. М. Микроорганизмы в архейских графитовых породах Алданского щита // Известия вузов. Геология и разведка. – 1989. – № 6. – С. 18–24.
- Куимова Н. Г. Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 134 с.
- Ла-Берж Дж. Л. О биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации мира. – М.: Мир, 1975. – С. 248–262.
- Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли. – Л.: Недра, 1982. – 208 с.
- Неручев С. Г. Периодичность крупных геологических и биологических событий фанерозоя // Геология и геофизика. – 1999. – № 4. – С. 493–512.

Овчаренко Ф. Д., Ульберг З. Р., Гарбар С. В. и др. Механизм биогенного формирования аутигенных включений золота в тонкодисперсных осадках // ДАН СССР. – 1985. – Т. 283, № 3. – С. 711–713.

Овчинников Л. Н. Образование рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 256 с.

Озерова Н. А., Лебедев Л. М., Виноградов В. Н. и др. Некоторые минералого-геохимические особенности современного рудно-сурьмяного рудообразования // Очерки геохимии отдельных элементов. – М.: Наука, 1973. – С. 50–93.

Резанов И. А. Эволюция представлений о земной коре. – М.: Наука, 2002. – 300 с.

Середин В. В., Поваренных М. Ю. Первая находка минералов платины в углях // Докл. РАН. – 1995. – Т. 342, № 6. – С. 801–803.

Сидоров А. А. О золотоносности углеродистых метасоматитов // Докл. РАН. – 2001. – Т. 378, № 2. – С. 218–220.

Сидоров А. А., Томсон И. Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник РАН. – 2000. – Т. 70, № 8. – С. 719–724.

Сидоров А. А., Томсон И. Н. О рудоносности черносланцевых толщ // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: материалы Междунар. конф., посвящ. памяти П. Н. Кропоткина (20–24 мая 2002 г., г. Москва). – М.: Геос, 2002. – С. 246–249.

Старостин В. И., Пельмский Г. А., Леоненко Е. И., Сакил Д. Р. Золото в месторождениях железистых кварцитов Восточно-Европейской платформы // Изд. Извест. наук о Земле, РАЕН. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – Вкл. 14. – С. 29–45.

Турдукеев И. Д. Углеродистые формации Туркестано-Алайской структурно-формационной зоны и пер-

спективы их рудоносности // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. – Фрунзе, 1981. – С. 13–25.

Холодов В. Н. Эпохи фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полезные ископаемые. – 1997. – № 6. – С. 563–576.

Холодов В. Н. Фазовые превращения фосфатов в осадочном процессе и генезис фосфоритов // Геол. рудн. месторожд. – 2004. – Т. 46, № 3. – С. 253–270.

Яценко А. С., Миронов А. Г., Куликов А. А. и др. Геолого-структурные закономерности распределения золота и платиноидов в черных сланцах Котерского синклиниория (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 3. – С. 15–24.

Enders M. S., Knickerbocker C. et al. The Role of Bacteria in the Supergene Environment of the Morenci Porphyry Copper Deposit, Greenlee County, Arizona // Econ. Geol. – 2006. – Vol. 101. – P. 59–70.

Hutchinson R. W., Viljoen R. P. Re-evolution of gold source in Witwatersrand ores // S. Afr. Geol. – 1988. – 91(2). – P. 157–173.

Kucha H. Precious metal bearing shale from Zechstein copper deposits, Lower Silisia, Poland // Trans. Inst. Mining and Met. – 1983. – V. 92 (May). – P. 72–79.

Leventhal J. S. Roles of organic matter in ore deposits. Organic and ore deposits // Proc. Denven region exploration geol. soc. symp. – 1986. – P. 7–20.

Nansheng C., Raymond M. Ores in Metal-Rich Shale of Southern China // US Geol. Surv. Circ. – 1989. – No. 1037. – P. 7–8.

Reith F., McPhail D. C. Effect of resident microbiota on the solubilization of the gold in soil from the Tomakin Park Gold Mine, New South Wales, Australia // Geochim. et Cosmochim. – 2006. – Acta 70. – P. 1421–1438.

Поступила в редакцию 19.07.2007 г.

BIOGENESIS AND ORE-FORMING PROCESSES

M. M. Konstantinov, A. A. Sidorov

Extensive observation data considered here display biogenesis as a formative agent of ferrous, base, precious, and radioactive metal deposits. Specific data illustrate biogenic influence on the origin of giant Au and U accumulations in Witwatersrand, South Africa, Proterozoic BIF sequences, uraniferous sandstones and shales, granular and nodular phosphorites, PGE in Zechstein coals and cupriferous sandstones, gold in terrigenous carbonaceous sequences, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, and W in terrigenous shales and carbonaceous siliceous sediments, Hg in the active hot spring sediments and Tertiary deposits of California. Generally, environments of maximum metal accumulation comprise the above-rift continental slope turbidites, argillaceous carbonate sequences of continental shelves, organogenic dolomite and limestone series of shallow marine and lagoonal basins, continental molasses (Carboniferous ones included), and the trough slates. Major metal scavengers are bacterial aggregates, algal mats and humic acids they produce, plant residuals, silica-affiliated organisms, bioherms, bitumen, and asphaltites. The beginning of biogenesis and biogenic metal concentration is penecontemporaneous with the age of the Earth. Nowadays, biogenic concentrations of metals are gaining significance as economic objects.

Key words: biogenesis, concentration, precious, base, radioactive metals.