

УДК 553.2

СИСТЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

М. М. Константинов

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
Министерства природы, г. Москва
E-mail: blagmet@tsnigri.ru*

В земной коре выделены следующие рудообразующие системы: зона литогенеза (глубиной до 4 км) – хемогенная, гравигенная и биогенная системы; зона геотермальной конвекции (глубиной до 10 км); зона ультраметаморфизма и магмообразования (глубиной до 3 км); зона пластического течения и латеральной миграции металлов. На ряде примеров показано, что месторождения могут формироваться как результат интегрального совмещения разноуровневых рудообразующих систем.

Ключевые слова: системы рудообразования, литогенез, геотермальная конвекция, миграция флюидов, магмообразование, ультраметаморфизм.

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.

Ранее совместно с А. А. Сидоровым мы показали большое значение биогенеза в концентрировании металлов (Константинов, Сидоров, 2008).

В статье же мы затронем только некоторые общие системные аспекты этой проблемы.

Традиционные представления о слоистой модели строения земной коры, базирующиеся на данных глубинного сейсмического зондирования и региональных тектонических построениях, эволюция которых показана в содержательной монографии И. А. Резанова (2002), следует, как нам представляется, дополнить рассмотрением земной коры как совокупности взаимосвязанных рудообразующих систем.

Чтобы выявить механизмы рудообразования, земную кору можно подразделить на следующие зоны или уровни (рис. 1):

- 1) зону литогенеза и экзогенного рудообразования;
- 2) зону гидроконвекции и гидротермального рудообразования;
- 3) зону ультраметаморфизма и магмообразования, продуцирования магматогенных и метаморфогенных флюидов;
- 4) зону пластического течения вещества и латеральной миграции элементов.

Особенность выделенных зон состоит в том, что каждая более глубинная накладывается на предыдущую, так что исследуемая нами и реально изученная сфера рудоотложения, определяющая промышленную рудную индустрию, является интегральной совокупностью всех выделенных систем, а не одноразовым «актом творения», как это нередко предполагается. Напомним, что реально наши знания о строении «рудоносного» уровня земной коры ограничиваются глубиной 3,5–4 км – самых глубоких шахт золоторудных месторождений Витватерсранд в Южной Африке и Колар в Индии. Это та «пленка», изучение которой и генерирует наши представления об условиях формирования рудных месторождений, и надо сказать, что даже этот ограниченный интервал познания дает гигантскую информацию об условиях рудоконцентрирования.

Примерно этой же глубиной – 3,5–4 км определяется глубина зоны литогенеза – формирования осадков и их постепенного превращения в породу.

По представлениям Н. М. Страхова и других литологов, предлагающих близкие схемы литогенеза, он имеет стадийный характер (табл. 1).

При этом первичные концентрации металлов в указанных процессах приобретают трансформации, сегрегируясь в конкреции, оолиты, эпигенетические прожилки и т. п.

В генетическом плане седиментогенные концентрации зоны литогенеза можно подразделить на три большие группы: хемогенную, гравигенную и биогенную.

Хемогенная группа включает мелководно-морские, лагунные и озерно-болотные отложения оолитовых руд железа, марганца и алюминия, медистых песчаников, стратиформных свинцово-цин-

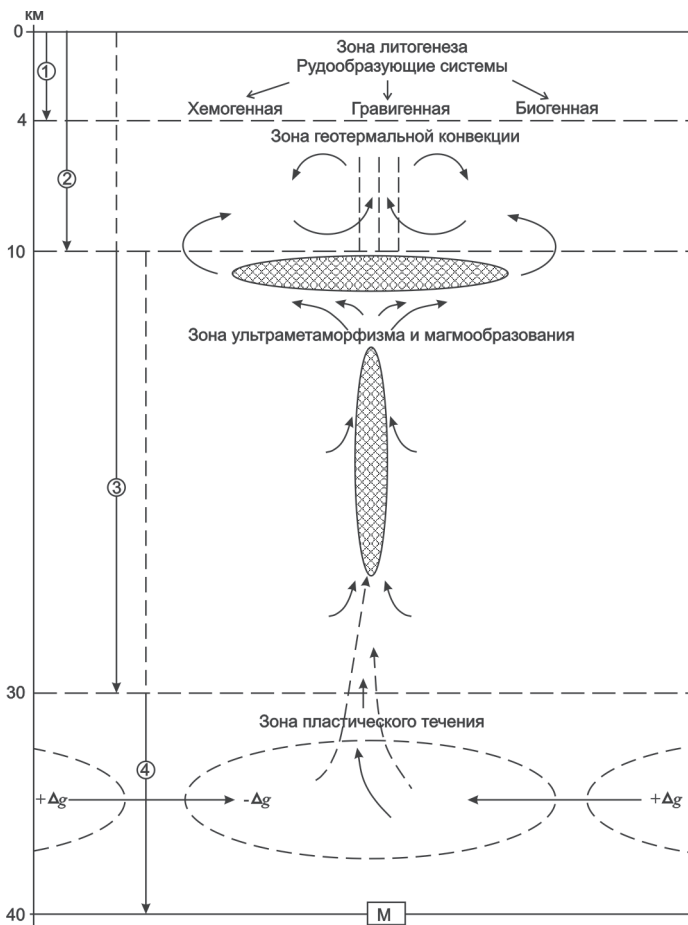


Рис. 1. Рудообразующие системы земной коры (стрелки – направление миграции металлов и металлоносных флюидных потоков; штриховка – магматические камеры)

Fig. 1. Ore-forming systems in the Earth's crust (migrations of metals and metalliferous fluids are shown by arrows; magmatic chambers are shown by hatching)

ковых месторождений в карбонатных породах, магния, бария, стронция и других элементов.

К гравигенной группе мы относим россыпи золота, платины, касситерита, циркона, монацита. Некоторые исследователи считают гигантской палеороссыпью уникальное архейское месторождение золота Витватерсранд.

Биогенную группу составляют многие месторождения урана, ванадия, фосфора, отчасти золота, молибдена, вольфрама. Концентрироваться эти элементы могут в бактериальных скоплениях, скелетах морских организмов, водорослях, растительных остатках, промышленное значение могут иметь даже экскременты животных (гуано и пещеры летучих мышей).

Следующий уровень рудоконцентрирования мы оцениваем интервалом 8–10 км верхней части земной коры.

В установлении нижней границы этого уровня определяющими становятся температурный градиент и критическая точка воды, составляющая 374°C, выше которой вода сохраняется только в парообразном состоянии.

Что мы знаем о температурном градиенте? Для древних стабильных и «холодных» районов (как, например, древний щит Кольского полуострова, где была пробурена сверхглубокая скважина) температурный градиент составляет 1,1–1,6°C на 100 м. В современных областях активного вулканизма он достигает 10 и даже 100°C на 100 м.

Таблица 1. Стадийное развитие литогенеза (по Н. М. Страхову)

Table 1. Lithogenesis stages (according to N. M. Strakhov)

1. Стадия седиментогенеза	Этап 1. Мобилизация веществ в коре выветривания Этап 2. Перенос веществ и осадкообразование на водосборных площадях Этап 3. Осадкообразование в конечных водоемах стока	Литогенез
2. Стадия диагенеза (превращение осадков в породы)	Этап 1. Окислительное минералообразование в группе малоустойчивых компонентов осадка Этап 2. Восстановительное минералообразование в той же группе Этап 3. Перераспределение аутигенных минералов и возникновение стяжений; локальное уплотнение осадков	
3. Стадия катагенеза	Региональная литификация пород под влиянием главным образом усиливающегося давления: частичное преобразование устойчивых, преимущественно терригенных и частью аутигенных, компонентов породы	Метагенез
4. Стадия протометаморфизма	Глубокие минералогические преобразования вещества осадочных пород, их структуры и текстуры под влиянием главным образом температуры	

Для Колымского золотоносного региона, представляющего собой длительно существовавший пологий тектонический прогиб, температурный градиент оценивается в 3–5°C. При таком расчете глубина прогиба в 8–10 км совпадает с глубиной критической температуры воды (мощность терригенного верхоянского комплекса). При достижении в осадочном бассейне таких мощностей возникает конвекционная система: находящаяся под большим давлением паровая фаза поднимается вверх по системе пор и капилляров, а ей на смену поступают поровые и трещинные воды из верхних горизонтов. Кремнезем вмещающих пород, вероятнее всего, переходит в раствор в форме кремниевой кислоты H_2SiO_3 , обладающей способностью растворять золото.

Растворимость кремнезема в воде, как это показали эксперименты Дж. Кеннеди (Kennedy, 1950), дополненные позднее Н. Н. Хитаровым, А. Г. Волосовым и многими другими исследователями, растет по мере увеличения температуры и давления.

Механизм конвекции наиболее удачно объясняет миграцию растворенного кремнезема в верхние уровни земной коры и его отложение в трещинных полостях.

Как писал известный исследователь золоторудных месторождений Л. В. Фирсов, «содержание поровой, сорбционной и конституционной воды в осадочных породах достаточно для генерации колоссальных масс гидротермальных растворов при переходе пород в глубинные зоны. Их мобилизация происходит, по-видимому, не в отдельные моменты времени, а постоянно, по мере изменения Р-Т условий: зоны метаморфизма представляют собой, в сущности, род артезианских бассейнов, в которых жидкая фаза пород отобилизована задолго до развития геологических событий, обеспечивающих ее выход в верхние стратозоны, и находится в надкритическом состоянии. Изотермическую поверхность 400°C (околокритическую) можно принимать за верхнюю границу зоны. При среднем геотермическом градиенте она должна лежать на глубине 10–12 км, в активных тектоно-магматических областях – выше» (1985. С. 189).

Ближе к области рудоотложения, на глубине 2–3 км от палеоповерхности, раствор все более насыщается кремнеземом и золотом. При резких падениях давления в приповерхностной области он приобретает форму коллоида и в таком виде инъецируется в трещины и полости отслаивания в глинистых сланцах либо поступает на дно морского бассейна и перемешивается с осадками при ритмичных опусканиях дна. Возможность длительного, растянутого на миллионы лет существования подобной автогенерационной системы и предопределяет ее значительную продуктивность.

Как показал статистический анализ, выполненный Н. П. Аникеевым с соавторами (1966), именно этим мощностям отвечают максимальные концентрации золота на Северо-Востоке России.

Современные геотермальные системы, например, Ротокава в Новой Зеландии и Стимбот Спрингс в Калифорнии, характеризуются широким развитием полей опалитов с присутствием визуально наблюдаемой киновари и высокими (до 50 г/т) концентрациями золота.

Брюс Е. Несбит (1988) предложил модель, описывающую связь между конвекцией в континентальной коре и формированием жильных золоторудных месторождений. Проницаемость, обеспечивающая конвекцию метеорных вод как в региональном, так и локальном масштабах, охватывает большие участки континентальной коры, находящиеся в хрупком состоянии. Растворимость Au в этих водах достаточно высока, чтобы обеспечить его мобилизацию в количествах, нужных для образования рудных месторождений. Описанный процесс, по мнению этого автора, ведет к формированию непрерывных серий месторождений: от эпитеермальных – на глубине 1–2 км к среднеглубинным – типа Карлин и к мезотермальным – на глубине 10–12 км. Основные геологические и геохимические различия между типами месторождений связаны с конвекцией флюидов на переменных глубинах, суммарным эффектом отношения вода/порода и растворимостей газов. Глубокое проникновение и/или конвекция метеорных вод в континентальную кору описано во многих геологических обстановках. Четко установлена неглубокая циркуляция метеорных вод (по крайней мере, на глубине до 4 км) в областях, претерпевших активный вулканизм и/или плутонизм. Конвекция, захватывающая глубины до 10 км, описана в различных плутонических обстановках, включая комплекс Скаергаард и батолит Айдахо. В Пиринейях установлен приток вод на глубине 12 км в области, претерпевшей сильный метаморфизм. Присутствие определенных изотопным методом метеорных вод установлено в мезотермальных золоторудных месторождениях канадской части Кордильер и Кореи. Исследования газово-жидких включений показали, что эти месторождения сформированы при давлении $10^2 \pm 0,3 \cdot 10^2$ Па. С учетом градиента давления это соответствует глубине 9–11 км.

Для различных геологических обстановок были рассчитаны условия, при которых происходит свободная конвекция поверхностных вод. Наиболее важным фактором, ограничивающим свободную конвекцию, является проницаемость. Поэтому особенно важно было вычисление критического для свободной конвекции значения проницаемости и сравнение результатов с величинами, определенными для пород различных типов. Расчет

свободной конвекции в пористых средах под воздействием термального градиента был сделан по уравнению Релея – Дарси:

$$R_a = \frac{g\alpha\rho(\rho C_p)\Delta T H K}{\nu\lambda},$$

где R_a – число Релея; g – гравитационная постоянная; α – коэффициент температурного расширения; ρ – плотность; C_p – теплоемкость; ΔT – разница температур; H – толщина проницаемого слоя; K – истинная проницаемость; ν – динамическая вязкость; λ – эффективная теплопроводность.

В исследовании применение уравнения Релея – Дарси ограничено породами в хрупком режиме, исключая отложения относительно незрелых осадочных бассейнов.

В хрупкой зоне континентальной коры проницаемость обычно достаточно велика, что облегчает свободную конвекцию при различных геотермальных градиентах.

В ходе конвекции отношения вода/породы относительно низки даже на неглубоких горизонтах, следовательно, химические свойства растворов в значительной мере зависят от состава вмещающих пород. В результате при температуре 300–400°C растворы достигают равновесия с типичной зеленосланцевой ассоциацией, включающей кварц, плагиоклаз (альбит или олигоклаз), хлориты, карбонаты, мусковит, пирит ± эпидот, графит, калишпат, магнетит и биотит. В результате различных реакций между этими фазами рН поддерживается на нейтральном уровне – в поле стабильности пирита. Хлоридность растворов будет невысокой из-за низкой изначальной хлоридности пород, а взаимодействие растворов с сульфидами вмещающих слоев увеличивает количество растворенной серы. При этих условиях растворимость Au будет от 10^{-3} – 10^{-1} г/т. Наблюдаемая концентрация золота в растворе от 10^{-3} – 10^{-2} г/т при эффективном процессе осаждения совпадает с наблюдениями в Новой Зеландии, где промышленная минерализация образуется из растворов с концентрациями Au $10,5 \cdot 10^{-3}$ г/т.

Весь гигантский терригенный комплекс Востока России, включая Магаданскую область и Чукотку, а также Бодайбинский синклиниорий (в том числе Ленский золотоносный район) и протерозойды Енисейского кряжа, обогащен золотом, причем в большинстве случаев «амагматичным». Иначе говоря, найти проявления магматизма бывает труднее, чем проявления золота. Огромные масштабы проявления на этих территориях прожилков кварца, обычно слабозолотоносного, позволяют предполагать вероятность перехода в раствор кремнезема в форме кремниевой кислоты (H_2SiO_3), которая в свою очередь обладает способностью растворять золото.

Сходные представления высказывались ранее в отношении металлогении олова и вольфрама,

когда руды этих металлов привлекли большое внимание исследователей.

Отметим также, что изотопный состав серы гидротермальных вод и сульфидных месторождений в редких случаях совпадает с метеоритным значением S^{32}/S^{34} и, как правило, несет признаки прохождения через биогенный цикл дифференциации (Константинов, 1960).

Таким образом, на выделенном интервале мы допускаем возможность существования длительных, возможно, многоуровневых конвекционных флюидных систем, продуктивность которых определяется экстрагированием металлов из слагающих этот уровень геологических формаций.

Уровень 10–30 км характеризуется глубоким метаморфизмом и плавлением земной коры с образованием магматических камер, хотя некоторые исследователи относят глубины их зарождения в мантию, на 250 и даже 350 км.

В классическом труде по метаморфизму горных пород У. Грубермана и П. Ниггли (1933) по глубинности проявления выделены три зоны метаморфизма: эпизона, мезозона и катазона, в которых вследствие изменения Р-Т условий формируются различные ассоциации горных пород. Обосновывается, таким образом, слоистая модель земной коры. При этом мезозона – метаморфизм зеленосланцевой фации – примерно отвечает, как уже говорилось, корневой части геотермальных систем.

Смену фаций метаморфизма некоторые исследователи рассматривают как фактор возникновения сейсмических границ. Для нас важно подчеркнуть, что смена зеленокаменной фации амфиболитовой и далее гранулитовой и появление мигматитов определяет возникновение метаморфогенных металлоносных флюидов.

Процессы магнообразования на этом уровне земной коры имеют гигантские масштабы. Достаточно вспомнить объемы вулканических пород в окраинно-континентальных вулканических поясах и «Великое андезитовое кольцо» М. И. Ицкисона, обрамляющее Тихоокеанский рудный пояс. Устойчивое циклическое возникновение магматических очагов от архея до кайнозоя свидетельствует о постоянно возобновляющемся агенте этого процесса: накопление в земной коре избыточной энергии, периодически «сбрасываемой» при плавлении блоков коры.

Как показало теоретическое моделирование, выполненное А. А. Кадиком и Н. И. Хитаровым (1965), формирующееся магматическое тело или магматическая колонна может осуществлять диффузию водных флюидов из корневых в апикальные части. Конвенционные движения в расплаве в поле тяготения происходят самопроизвольно под влиянием сил, связанных с возрастанием плотности по высоте столба раствора и ее возрастания к поверхности земли, а наибольшие изменения в

плотности расплава связаны с растворением в нем воды. Перераспределение воды по массе магматического расплава, скорее всего, сопровождается естественной конвекцией и радиальными диффузионными потоками воды, приводящими к обогащению водой верхних частей магматических расплавов.

Следствием такого распределения воды по высоте магматического очага должно быть изменение условий массообмена магмы с водой вмещающих пород в зависимости от глубины залегания магматического очага. Причем стремление магмы к накоплению воды в верхних частях очага, а также возможное понижение давления паров воды вмещающих пород к поверхности Земли позволяют считать более вероятным поглощение воды в нижних корневых частях магмы и ее сброс в верхних частях магмы.

Если такой вариант возможен, то тогда магматический расплав большой радиальной протяженности будет служить своеобразным магмоводом, по которому вода, поглощенная из вмещающих пород на больших глубинах, будет перемещаться путем диффузии и конвекции к верхним частям расплава и там в виде медленного диффузионного потока опять переходить во вмещающие породы. Отметим, что накопление воды в верхних частях магматического очага может привести к пересыщению магмы, и тогда она выделит воду в виде самостоятельной паровой фазы, и отделение воды будет носить характер вскипания.

Сброшенная такими путями вода будет представлять собой смесь двух вод – первичной магматической и воды нижних слоев вмещающих пород (Кадик, Хитаров, 1965. С. 515).

Жидкая магматическая масса, благодаря конвекции и диффузии, может быть активным переносчиком вещества, извлеченного с водой на больших глубинах. Причем в силу избирательного растворения магматический расплав должен стать своеобразным фильтром, концентрирующим вполне определенные элементы. В этой дифференциации растворяемого вещества намечаются два этапа: первый связан с распределением вещества между парами воды и вмещающими породами, а также между парами воды и магматическим расплавом при растворении H_2O в магме; второй – с распределением компонентов магмы между расплавом и водой при ее сбросе в верхних частях магматического очага в виде диффузионного потока или пузырьков воды при достижении магмой насыщенного состояния. Очевидно, в обоих случаях вода будет извлекать и концентрировать легкорастворимые соединения, многие из которых связаны с рудными элементами.

При сбросе воды вместе с ней во вмещающие породы будут уходить как первичные элементы магмы, так и элементы, растворенные на боль-

ших глубинах. Такой перенос вещества со сбросом высоколетучих компонентов в определенных частях магматического очага может осуществляться непрерывно в течение всего того времени, пока существует магматическая жидкость. В итоге, несмотря даже на незначительное содержание воды и других элементов в магме, при ее длительном существовании количество перенесенного вещества вместе с водой может быть весьма большим. Это должно в значительной степени увеличить способность магмы к рудообразованию.

В случае близкого совпадения по вертикали критической точки воды и границы раздела структурных этажей, нередко сопровождаемой пологими дислокациями, возможно совмещение двух факторов: сосредоточение на этой границе тепловой энергии и резкого снижения начальной температуры плавления под воздействием водной фазы. В этом случае плавление будет происходить по латерали и на глубине 8–10 км возникнут силлообразные плутоны. По геофизическим данным, такие образования установлены, например, во многих рудных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В этом случае рассмотренная выше модель диффузионного перемещения рудных компонентов будет осуществляться по латерали, а рудоносные флюиды – концентрироваться на выклинивании силлообразных плутонов (Константинов, 1991).

Однако наиболее существенным с позиций анализа рудообразующих систем представляется возможность формирования **интегральных** систем, возникающих, когда магматические образования проникают в зону геотермальной конвенции. Порфировые и субвулканические интрузии, с которыми связаны крупные месторождения олова, молибдена, меди, золота, не в состоянии аккумулялировать то количество металллоносных флюидов, которое обеспечивает возникновение рудных концентраций в самих интрузивах и их экзоконтактовых ореолах.

Магматические «отщепления» и сопровождающие их энергетические потоки, проникающие вдоль зон трещиноватости, разломов, локальных купольных и блоковых поднятий и других благоприятных структурных элементов, активизируют деятельность конвекционных систем и способствуют их локализации. Такая интерпретация вполне правомерна, в частности, для установленной А. Б. Павловским с соавторами (1998) прямой зависимости между масштабами месторождений и мощностью вмещающих подстилающих толщ, а также содержаниями в них олова. Так, в Чукотской складчатой области находят оловорудные месторождения уникальных Пыркакайских штокверков, залегающих в отложениях триаса. Видимые мощности терригенных отложений наблюдаются

от 5500 до 7500 м, среднее содержание олова составляет 9–13 г/т. В Комсомольском рудном районе Хабаровского края, заключающем крупные оловорудные месторождения Солнечное, Фестивальное и др., развита мощная, более 8000 м, толща юрских, преимущественно флишеподобных отложений со средним содержанием олова 13 г/т.

В свое время Ю. Г. Щербаков (1989) сформулировал фундаментальное геохимическое свойство элементов – их центробежности-центростремительности во взаимном пространственном соотношении. К центростремительным этот автор относит Fe, Ni, Cr, Pt, Mg, Au и др., к центробежным – Li, K, Pb, U, H, Cl и др.

Наряду с вертикальной неоднородностью земной коры, ведущей к первичной дифференциации элементов, в том числе рудогенных, не меньшее значение имеет латеральная неоднородность, четко фиксируемая при интерпретации гравиметрических данных. Идея Ю. Г. Щербакова о дифференциации элементов в земной коре справедлива и в этом случае, где она определяется плотностными латеральными неоднородностями. Такие неоднородности проявляются и в значительно более масштабных условиях, в пределах активизированных щитов и складчатых систем. В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что максимальное развитие эти процессы имели в Пангее, когда закладывалась дифференциация земной коры на континентальную и океаническую, что и дает ответ на поставленные в начале статьи вопросы.

В качестве примера приведем данные Р. Ф. Данковцева о значительной плотностной неоднородности крупных геоблоков земной коры (рис. 2).

Гипотеза гигантской миграции рудогенных элементов по латерали, возможно, позволяет пролить свет на некоторые еще не раскрытые проблемы металлогении континентов. Почему, например, Австралийский континент богат золотом, причем золото формируется с позднего архея (2400 млн лет) до поздней перми (280 млн лет), захватывая, таким образом, всю геологическую историю Австралии и локализуясь в самых различных геологических обстановках: в древних вулканитах, песчано-глинистых толщах и гранитах.

Представляется целесообразным выделение слоя на глубине 30–40 км, который близок выделяемому И. А. Резановым как эклогит-гранулитовый (рис. 3). Физическое своеобразие этого слоя, как нам представляется, состоит в исчезновении хрупких деформации и полной смене их пластическим течением материала. Исследуя механизмы возникновения землетрясений, С. И. Шерман с коллегами (1991) приводят следующую схему развития сдвиговых деформаций в земной коре (табл. 2).

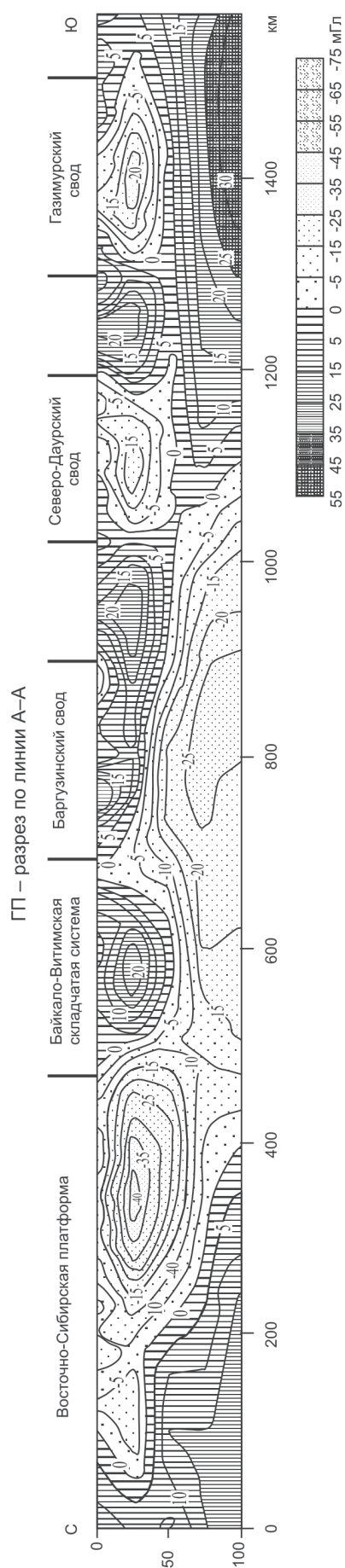


Рис. 2. Гравипотенциальный разрез Сибирская платформа – Восточное Забайкалье (по Данковцеву, 1993)

Fig. 2. A gravipotential sequence of the Siberian Platform, eastern Baikal area (according to Dankovcev, 1993)

Рудообразующие системы	Характеристики разреза					
	Глубина, км	Состав	Плотность, г/см ³	Скорость продольных сейсмических волн, км/с	Наименование слоя	
					существующее	предлагаемое
	3	Осадочные породы	2,5	2,0–5,0	Осадочный	
	5	Породы: 50% – зеленые сланцы и гнейсы амфиболитовой фации; 50% – граниты	2,8 2,7	5,5–6,5	Гранитный	Гранито-гнейсовый
	15	50% – граниты 50% – породы гранулитовой фации				
	20	Породы гранулитовой фации и интрузии габбро	2,9	6,4–7,3		Гранулитобазитовый
	30	Смесь эклогитов с породами гранулитовой фации	3,3	7,4–8,0	Базальтовый	Гранулитоклогитовый

Рис. 3. Положение рудообразующих систем на обобщенной модели континентальной земной коры (Резанов, 2002)

Fig. 3. Ore-forming systems as represented in the generalized model of the continental crust (Резанов, 2002)

На этом уровне решающее значение, как нам представляется, имеют крупномасштабные латеральные неоднородности земной коры, в ряде случаев простирающиеся на тысячи километров.

А. П. Виноградов (1958), основываясь на экспериментальных данных по зонной плавке силикатной фации хондритов, пришел к выводу о формировании земной коры путем выплавления вещества мантии Земли по типу зонной плавки. При

этом находят объяснение определенные зависимости между кларками элементов земной коры и мощностью мантии, из которой происходило выплавление этих элементов. Возникновение металлогенических провинций обязано составу мантии Земли – обогащению ее теми или иными металлами либо различному ходу процессов выплавления для отдельных ее областей. Эта гипотеза находится в кардинальном противоречии с тем фун-

Таблица 2. Тип разрушений и деформаций по вертикальному разрезу сдвига

Table 2. Destructive and deformational types over the fault vertical sequence

Тип деформаций	Ориентировочная глубина, км	Преобладающая инфраструктура	Тектониты
Хрупкое разрушение	1–2 и менее	Интенсивно раздробленные породы. Закономерность трещиноватости устанавливается трудно	Какириты, брекчии
Квазихрупкое разрушение	2–10	Хорошо выделяются главные системы трещин. Отчетливо развита система трещин, параллельная плоскости сместителя сдвига. Кливаж разлома	Какириты, глинка трения
Квазипластическое течение	10–15	Кливаж разлома. Рассланцевание. Псевдобудинажные образования	Милониты, филониты
Пластическое течение	15 и более	Будинажные структуры. Присдвиговая складчатость	Ультрамилониты, бластомилониты

даментальным обстоятельством, что формированию самых древних рудных концентраций, датированных примерно 2,9 млрд лет (золото-железисто-кварцитовая формация Южной Африки, месторождение золота Колар в Индии), предшествовал длительный период дифференциации земной коры, включающий циклы седиментации, метаморфизма и гранитизации, который составлял не менее 1 млрд лет, и все имеющиеся к настоящему времени сообщества горных пород существовали и претерпели многократный метаморфизм, гранитизацию и плавление.

Модель латеральной миграции, как нам представляется, может пролить свет на планетарные металлогенические особенности континентов.

ВЫВОДЫ

1. Рудообразующие системы земной коры имеют многоуровневый характер.
2. Выделяются рудообразующие системы: зоны литогенеза (хемогенная, гравигенная и биогенная); зоны геотермальной конвекции; зоны ультраметаморфизма и магмообразования; зоны пластического течения и латеральной миграции элементов.
3. Формирование рудных месторождений может определяться интегральным эффектом взаимодействия разноуровневых рудообразующих систем. Это положение, как и эволюция рудообразующих систем во времени и пространстве, требует дальнейших исследований и разработок как определяющие новые подходы к прогнозу и поискам.

ЛИТЕРАТУРА

Аникеев Н. П., Биркис А. П., Дробкин И. Е. Основные закономерности размещения месторождений золота в юго-восточной части Главного золотоносного пояса

Поступила в редакцию 24.12.2008 г.

Северо-Востока СССР // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. – М., 1966. – С. 152–166.

Виноградов А. П. Изотопный состав пород Земли и метеоритов // Атомная энергия. – 1958. – № 5. – С. 3–18.

Груберман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. – М.: Георазведиздат, 1933. – 374 с.

Данковцев Р. Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отеч. геология. – 1993. – № 5. – С. 114–120.

Кадик А. А., Хитаров Н. И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды // Геохимия. – 1965. – № 5. – С. 507–518.

Константинов М. М. О природе серы гидротермальных вод и сульфидных месторождений // Геохимия. – 1960. – № 5. – С. 78–82.

Константинов М. М. Провинции благородных металлов. – М.: Недра, 1991. – 170 с.

Константинов М. М., Сидоров А. А. Биогенез и рудообразование // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2008. – № 2. – С. 2–12.

Павловский А. Б., Митрофанов Н. П., Бузова Т. А. Источник и рудоформационные особенности крупных месторождений и высококачественных оловянных руд // Отеч. геология. – 1998. – № 4. – С. 21–28.

Резанов И. А. Эволюция представлений о земной коре. – М.: Наука, 2002. – 230 с.

Фирсов Л. В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985. – 218 с.

Шерман С. И., Семинский К. Ж., Борняков С. А. и др. Разломообразование в литосфере. – Новосибирск: Наука, СО, 1991. – 262 с.

Щербаков Ю. Г. Геохимия в металлогеническом анализе // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 190–205.

Kennedy J. S. A portion of system Silica-water // Econ. Geol. – 1950. – Vol. 45, No. 7. – P. 629–653.

Nesbitt Bruce E. Gold deposit continuance: A genetic model for loge Au mineralization in the continental crust // Geology. – 1988. – Vol. 16. – P. 1044–1048.

ORE-FORMING SYSTEMS IN THE EARTH'S CRUST

М. М. Konstantinov

The following ore-forming systems are established to have existed in the Earth's crust: a lithogenesis zone (to 4 km depth) has the chemogenic, gravigenic and biogenic systems; a geothermal convection zone (to 10 km depth); an ultrametamorphism and magma formation zone (to 3 km depth); and a plastic flow and metal lateral migration zone. As it is shown, mineral deposits can form due to integrated effects of ore-forming systems at different levels.

Key words: ore-forming system, lithogenesis, geothermal convection, fluid migration, magma formation, ultrametamorphism.