

УДК 551.2+551.3+553.2+550.41

Н. О. Сорохтин, Л. И. Лобковский, Н. Е. Козлов

Металлогения зон субдукции

В статье рассматриваются и обосновываются вопросы многоступенчатого механизма обогащения земной коры рудными элементами в зонах поддвига плит. Описываются процессы метаморфизма и образования гидротермальных растворов при затягивании в зону субдукции обводненной океанической литосферной плиты. Обсуждаются некоторые физико-химические закономерности трансформации структурно-вещественных комплексов в этих зонах и механизмы формирования рудных залежей. На примере металлогении Уральского и Верхояно-Колымского складчатых поясов описаны пространственно-временные закономерности локализации целого ряда эндогенных и экзогенных месторождений. Показано, что в природе существует несколько эффективных механизмов обогащения земной коры полезными ископаемыми. Одним из них является процесс затягивания в зону субдукции металлоносных осадков и железомарганцевых корок и конкреций морского дна, их метаморфические преобразования, частичное плавление и переход рудных компонентов в магматические расплавы и минерализованные флюиды. В дальнейшем это приводит к выносу магмами и гидротермальными растворами рудного вещества в складчатые образования островодужного и андийского типов и формированию магматических, метасоматических и гидротермальных месторождений. Другим не менее мощным природным механизмом конвейерного обогащения земной коры рудными элементами является процесс разрушения и перехода в осадки сформированных в складчатых областях месторождений полезных ископаемых, формирование россыпей и их перенос в краевые области континента. В дальнейшем при столкновении активной и пассивной окраин двух литосферных плит (как, например, при столкновении Колымского массива с восточной частью Сибирского кратона) в середине мезозоя произошло надвигание молодой литосферной плиты на более древнюю. В результате этого осадочные толщи пассивной окраины Сибирской плиты были погружены и частично переплавлены внедрившимися в низы разреза магмами основного состава. Это привело к переходу части рудных элементов из россыпей в магматические образования гранитоидного состава и флюидные растворы, формируя тем самым магматические, метасоматические и гидротермальные месторождения полезных ископаемых. Циклическое обогащение земной коры подобным образом может проявляться в истории Земли неоднократно и приводить к обогащению рудных залежей от древних комплексов к молодым. Изучение процессов геодинамической эволюции структурно-вещественных комплексов континентальной и океанической литосферы важно для понимания процессов рудогенеза в земной коре. Большинство эндогенных месторождений тесно связано с процессами метаморфизма, магматизма и гидротермальной деятельности и, как правило, формируется по краям литосферных плит. Часть экзогенных месторождений также генетически связаны с эндогенными и образуются за счет их разрушения. Описанные в статье закономерности рудогенеза в зонах поддвига плит затрагивают лишь часть природных процессов обогащения земной коры полезными ископаемыми. В работе акцентировано внимание на полициклическом и конвейерном механизме формирования и трансформации рудных элементов в зонах субдукции, а также на механизме ремобилизации рудосодержащих осадков, их совместном переносе в верхние структурные этажи складчатой системы и формировании рудоносных вулканоплутонических ассоциаций.

Ключевые слова: геодинамика, металлогения, геохимия, зоны поддвига плит, рудогенез.

Введение

Процессы накопления экономически значимых концентраций полезных ископаемых в земной коре тесно ассоциируют с закономерностями планетарного развития в целом и эволюции климата в частности. Необратимый характер протекающих на Земле процессов связан с постоянной потерей ею глубинной энергии, которая дренирует литосферу и выделяется в космическое пространство. Следовательно, в историческом плане сменяющие друг друга металлогенические эпохи отличаются не только масштабами проявления, но и пространственно-временными закономерностями накопления месторождений полезных ископаемых, что позволяет считать их неповторимыми периодами в истории эволюции нашей планеты. Серьезный вклад в решение этой проблемы внесли исследования Н. Л. Добрецова [1], В. А. Жарикова [2], А. Э. Конторовича [3], Д. С. Коржинского [4], А. А. Маракушева [5; 6], Д. В. Рундквиста [7; 8], В. И. Смирнова [9], В. И. Старостина [10; 11], О. Г. Сорохтина [12; 13], Г. А. Тварчелидзе [14], А. И. Ханчука [15; 16], А. Д. Щеглова [17] и др. Эти фундаментальные исследования подробно касались различных аспектов рудообразования, однако, как правило, не затрагивали вопросов трансформации и перераспределения рудных компонентов в различных геодинамических обстановках. В настоящей работе предпринимается попытка выявления механизмов и определение пространственно-временных закономерностей проявления многоступенчатого процесса обогащения земной коры полезными ископаемыми. Авторы не претендуют на создание всеобъемлющей теории рудогенеза конвергентных зон, а данную работу предлагают рассматривать лишь как первую попытку продвижения в этом направлении.

В геологической истории Земли важную роль играют межконтинентальные горные пояса, которые соединяют друг с другом смежные литосферные плиты различного возраста. Большинство из них уже давно денудированы, однако мозаичная структура постархейской континентальной коры маркируется именно ими. Среди фанерозойских подвижных поясов этого типа главными являются раннепалеозойские Северо-Атлантические каледониды Аппалачей в Шотландии и Норвегии, а также Урало-Казахстанские складчатые сооружения герцинского возраста, спаявшие около 230 млн лет назад материки в единый суперконтинент – Пангею. К более молодым структурам подобного типа следует отнести мезозойский Верхояно-Колымский складчатый пояс, возникший на месте Восточно-Сибирского палеоокеана и причленивший Колымский аккреционный массив и Чукотку к древней Сибирской платформе. Наконец, наиболее молодая Альпийско-Гималайская горная система кайнозойского возраста образовалась при закрытии палеоокеана Тетис и объединила Евразийский континент с Африкой, Аравией и Индией.

Все известные складчатые горные пояса и связанные с ними рудные районы были сформированы в результате закрытия океанических бассейнов и коллизии континентальных литосферных плит или островных дуг (рис. 1). В процессе их столкновения молодые континентально-коровые образования всегда надвигались на край более древнего континента, а накопившиеся за все время существования океана осадочные толщи частично поглощались в зоне субдукции. Кроме этого, часто в процессе надвигания островной дуги на пассивную окраину континента образовывались офиолитовые покровы.

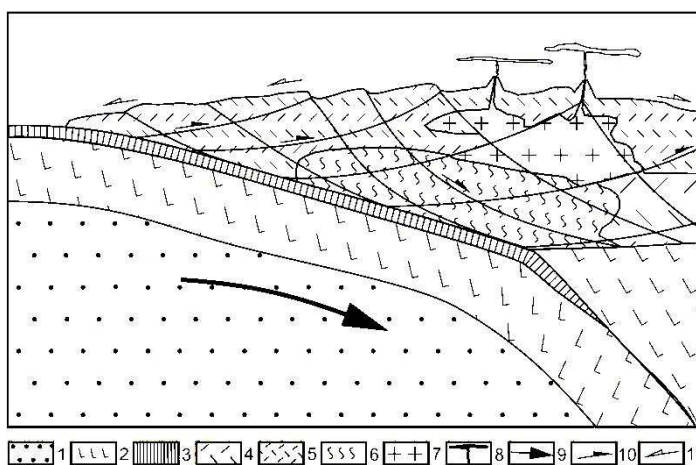


Рис. 1. Деформации горных сооружений на активных окраинах континентов андийского типа (по [18] с изменениями и дополнениями авторов): 1 – мантия; 2 – океаническая и подкоровая литосфера; 3 – океаническая кора; 4 – континентальная кора; 5 – осадочно-вулканогенные комплексы андийского окраинно-континентального или островодужного типов; 6 – область ремобилизации корового и мантийного вещества и существования расплавов; 7 – гранитоидные интрузии; 8 – вулканы; 9 – направление течения вещества мантии; 10 – векторы сдвиговых деформаций; 11 – направление сноса осадков

Fig. 1. Deformations of mountain buildups over Andean-type active continental margins [see 18, with the authors' amendments and additions]: 1 – mantle; 2 – oceanic lithosphere and subcrustal lithosphere; 3 – oceanic crust; 4 – continental crust; 5 – volcanosedimentary complexes of the Andean continental margin or island-arc types; 6 – the region of remobilization of crustal and mantle material and melt existence area; 7 – granitoid intrusions; 8 – volcanoes; 9 – direction of flow of mantle material; 10 – shear deformation vectors; 11 – direction of sediment demolition

На орогенном этапе развития складчатой системы за сравнительно короткое время (порядка нескольких миллионов лет) осадочный чехол в миогеосинклинальной зоне бывшей континентальной окраины сминается в складки. В это же время под влиянием все возрастающего давления плит возникшие складчатые сооружения начинают интенсивно воздыматься, а в эвгеосинклинальной зоне, т. е. в теле бывшей островной дуги, формируются многочисленные надвиговые и складчато-разрывные деформации. Переплавление попадающих в зону поддвига плит осадочных толщ бывшей континентальной окраины приводит к тому, что известково-щелочной (типично островодужный) магматизм меняется на кислый с обильными внедрениями гранитных интрузий и широким развитием регионального метаморфизма.

В дальнейшем происходит консолидация горной системы, ее отмирание, денудация и выравнивание, которое может продолжаться сотни миллионов лет. В конечном итоге зона сочленения литосферных плит перестает выделяться в рельефе, перекрывается осадочным чехлом и превращается во внутреннюю структуру платформ. Образующиеся терригенные осадочные толщи, содержащие рудное вещество, частично сносятся реками и временными потоками на континентальные окраины, где отлагаются на материковых склонах благодаря явлению лавинной седиментации [19]. В основании сформированных таким образом разрезов

часто залегают толщи эвапоритов, образовавшиеся на пассивных окраинах континентов. Известны отложения эвапоритов, расположенные, например, по обоим берегам Атлантического океана, в Красном море, Мексиканском заливе и других регионах мира. При попадании таких осадков в зоны поддвига плит или коллизии (столкновения) двух континентов из них может выплавиться широкий спектр коровых изверженных пород от гранитов до сиенитов и щелочно-ультраосновных пород со свойственной им минерализацией.

Благодаря разрушению складчатой системы и седиментогенезу происходит переотложение скоплений рудного вещества магматического, гидротермального и осадочного генезиса и обогащение ими вновь образуемых осадочных толщ. Переотложенные на краю и у подножия континента россыпи в завершающей фазе нового геодинамического цикла (распад предыдущего суперконтинента и формирование нового) могут снова попасть в зону субдукции или коллизии, где они в очередной раз будут преобразованы и вовлечены в процессы обогащения континентальной коры. Если подобный механизм происходил неоднократно, то более поздние рудные месторождения одного и того же типа, как правило, оказываются и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число циклов преобразования и обогащения. Примером тому может служить олово, концентрация которого в более молодых месторождениях обычно бывает выше, чем в древних. Например, суммарное содержание олова в мезозойских месторождениях более чем на два порядка превышает его содержание в архейских рудопроявлениях [20]. Аналогичная ситуация наблюдается с молибденом и вольфрамом. В результате магматической переработки осадочных толщ концентрация этих металлов в месторождениях постоянно возрастает от древних к молодым [21]. Отсюда следует, что, казалось бы, "эндогенные" полезные ископаемые на поверку прошли стадию природной сепарации посредством разрушения коровых пород и их седиментогенеза в явно экзогенных условиях. Этот механизм конвейерного типа действует в природе уже несколько миллиардов лет и является примером функционирования глобальной "обогащительной фабрики" Земли.

Геодинамика зон субдукции

В процессе поддвига океанической литосферной плиты в теле аллохтона формируются две падающие навстречу друг другу системы сдвиговых разрывных нарушений, вдоль которых происходят главные деформации и транспорт ремобилизованного вещества (рис. 2). Вдоль этих же разломов идет циркуляция минерализованных гидротермальных растворов, возникающих благодаря термально-метаморфическим процессам в области трения и тектонической эрозии подошвы литосферного выступа, перекрывающего собой поддвигаемую океаническую плиту (рис. 1).

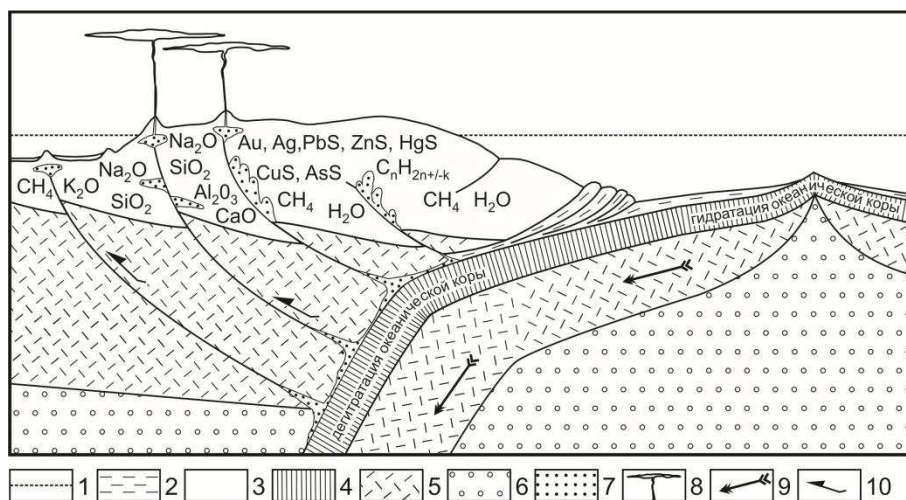


Рис. 2. Принципиальная схема формирования континентальной коры в фанерозое за счет частичного переплавления и дегидратации океанической коры и перекрывающих ее пелагических осадков в зонах поддвига океанических плит под островные дуги [13; 18]: 1 – уровень океана; 2 – осадочные толщи; 3 – осадочно-вулканогенные комплексы островодужного типа; 4 – океаническая кора; 5 – подкоровая литосфера; 6 – мантия; 7 – области плавления корового вещества и интрузивные тела; 8 – вулканические постройки; 9 – направление движения литосферных плит; 10 – вектор сдвиговых деформаций

Fig. 2. Schematic diagram of continental crust formation in Phanerozoic due to partial remelting and dehydration of oceanic crust and overlying pelagic deposits within the zones of oceanic plate subduction under the island arcs [13; 18]: 1 – level of the ocean; 2 – sedimentary sequences; 3 – volcanosedimentary island-arc formations; 4 – oceanic crust; 5 – subcrustal lithosphere; 6 – mantle; 7 – area of melting of crustal material and intrusive bodies; 8 – volcanic structures; 9 – direction of movement of the lithospheric plates; 10 – shear deformation vector

За счет диссипации энергии вязкого трения попавшие в зазор между трущимися плитами осадки постепенно разогреваются и неизбежно начинают плавиться. Этот процесс сопровождается выделением большого количества тепловой энергии (около 500–700 кал на 1 г пород океанической коры) [13]. Если бы данная система была закрытой (без отвода тепла), то структурно-вещественные комплексы океанической коры могли бы разогреться до 1500–2400 °С. При этом плавление водонасыщенных силикатов происходит при значительно более низких температурах (около 700–800 °С), а осадков – при 450–500 °С. Следовательно, в данных условиях вещество океанической коры будет испытывать частичное (около 10 %) плавление, тогда как осадки должны быть практически полностью переплавлены. Дальнейший вынос к поверхности образовавшихся магм и газовой-жидких флюидов играет роль терморегуляции системы и должно приводить к снижению температуры среды до уровня 100–1200 °С. Здесь следует отметить, что плотность осадков существенно меньше, чем плотность литосферы, а их вязкость в зонах поддвига плит и предельная мощность резко уменьшаются. Благодаря этому они практически полностью исчезают на глубинах до 30–40 км, переплавляясь, выжимаясь по оперяющим их разломам вверх и внедряясь в виде мигматитовых гранитоидных куполов или гранитоидных батолитов в тело островных дуг или активных окраин континентов (рис. 2). Магматизм зон субдукции в основном представлен средними и кислыми породными ассоциациями. Главными из них являются андезиты и андезито-базальты и их интрузивные аналоги – кварцевые диориты и диориты. При надвиге островных дуг на пассивные окраины континентов формируются различные гранитоиды. Для этих условий характерен также контрастный по щелочности магматизм основного ряда, хотя его объем не сопоставим с кислыми и средними разностями. Андезиты и тем более гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей, особенно калия и других литофильных элементов, а также пониженными содержаниями магния, кальция, железа и других металлов. В этой связи следует отметить, что в большинстве случаев щелочные андезиты и гранодиориты возникают благодаря сложной переработке и ассимиляции коровых, мантийных и осадочных пород на глубоких горизонтах литосферы.

Происходящие в зонах поддвига плит процессы дегидратации и анатексиса океанической коры развиваются по достаточно сложной многоступенчатой схеме. Все стадии ее преобразования до конца еще не выяснены, однако общую направленность процессов можно представить уже сегодня. Пространственно-временная изменчивость метаморфических преобразований заключается в том, что породные ассоциации пододвигающейся океанической литосферной плиты испытывают прогрессивный метаморфизм в зоне контакта с надвигающимся континентом. При этом они последовательно проходят стадии преобразования от нижних ступеней к высшим. Формирующийся в этих условиях минерализованный и газонасыщенный флюид перемещается вверх по разломам и, остывая, вызывает ретроградные контактово-метасоматические изменения окружающих горных пород. Многочисленные протрузии ультраосновного состава и офиолиты, пройдя пик изменений, также испытывают ретроградные процессы. Наряду с этим, осадочные толщи пассивной окраины континента, на который надвигается островная дуга, испытывают прогрессивный метаморфизм и омываются насыщенными гидротермальными растворами. В процессе метаморфических преобразований пород океанической коры оливин, энстатит, магнетит и другие ее тугоплавкие минералы, а также гранаты, возникающие на глубинах эклогитового перехода, удаляются из системы вместе с погружающейся в мантию литосферной плитой. При этом водные флюиды, кремнезем и литофильные соединения ассимилируются формирующимися в зонах поддвига плит силикатными расплавами и отжимаются вверх.

Метаморфизм, формирование гидротермальных растворов и условия преобразования структурно-вещественных комплексов

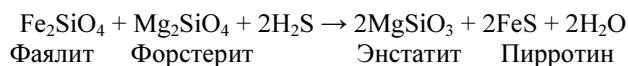
Все химические реакции в зонах поддвига плит необратимы, проходят с поглощением или выделением тепла и в определенных окислительно-восстановительных условиях. В реализации всех перечисленных процессов важную роль играет геологическое время, приводящее в конечном итоге физико-химические параметры развития складчатой системы в равновесное состояние.

Рыхлые осадочные толщи на морском дне содержат до 20–40 % воды, тогда как в диагенетированных разностях ее содержание падает до 10–15 %. При этом в глинистых породах образуются гидрослюды (иллит, смектит, монтмориллонит, каолин и диаспор).

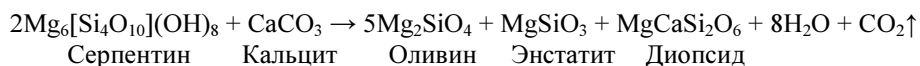
На ранней стадии метаморфических преобразований затягиваемые в зону субдукции осадки претерпевают процессы их интенсивной дегидратации. Вначале теряется поровая вода, затем кристаллизационная, после чего в них развивается сложный ряд эндотермических (связанных с поглощением тепла) метаморфических преобразований, сопровождаемых освобождением воды, CO₂, кремнезема, щелочей (особенно калия) и литофильных элементов. В зонах проявления максимальных сжатий породы уплотняются и частично запечатывают образующиеся растворы, создавая высокое давление флюида и расширяя поле устойчивости водосодержащих минералов [22].

Большая часть образующихся таким образом флюидных потоков перемещается снизу вверх и в сторону, перпендикулярно длинной оси складчатости из области высоких давлений в зоны тектонической тени.

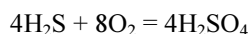
Благодаря высокому восстановительному потенциалу сероводорода, сера вновь быстро связывается с переходными металлами, образуя сульфиды, например, пирротин:



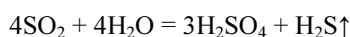
В процессе десерпентинизации разогретых пород ультраосновного состава выделяются углекислый газ и вода:



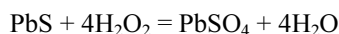
Сульфатно-кислые гидротермальные растворы в эпитептермальных условиях образуются по реакции



или



При взаимодействии с горячими водными растворами других окислителей некоторые сульфиды переходят в сульфаты:



Попадающий в зоны субдукции марганец, который в больших количествах осаждается на морском дне в виде корок и конкреций, при определенных условиях легко растворяется в водном сульфатно-кислом растворе с образованием сульфата марганца:



При более высоких температурах и концентрациях флюидного раствора диоксид марганца (пирролюзит) также образует сульфаты с выделением кислорода и воды:



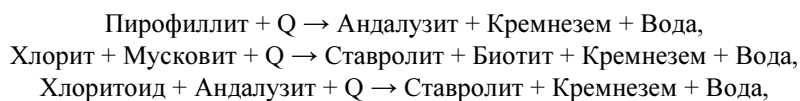
Под влиянием перегретых углекислых растворов в основных и ультраосновных породах происходит разложение оливина, пироксенов и амфиболов с образованием талька, кварца и магнезиально-железистых карбонатов (доломита, брейнерита, анкерита и др.). Полевые шпаты замещаются мусковитом или серицитом. При высоких парциальных давлениях CO_2 кристаллизуется пирофиллит ($\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$).

С увеличением температуры и давления в зоне субдукции увеличивается и концентрация растворенных в гидротермах металлов. В надкритических условиях на пике проявления метаморфических процессов флюидный раствор переходит в газонасыщенный пневматолитовый. В нем могут быть сконцентрированы мельчайшие твердые частицы различных силикатов, оксидов и некоторых других соединений. Впоследствии при выносе и остывании гидротермальных растворов в области разгрузки эти частицы становятся концентраторами формирующихся рудных залежей.

Большинство процессов в зонах субдукции протекают в условиях аллохимического метаморфизма, характеризуются перераспределением вещества и изменением химического состава горных пород. Так, водно-углекислотные флюиды являются средой, в которой переносятся компоненты, участвующие в реакциях дегидратации и декарбонатизации. На прогрессивной ветви метаморфизма происходит перекристаллизация и замена низкотемпературных минералов более высокотемпературными. После же достижения пика его параметры начинают снижаться и реализуется обратный процесс смены минеральных ассоциаций.

Так, в глинистых породах последовательно замещаются серицит, пирофиллит, мусковит, андалузит, гранат, калишпат, а в основных сланцах хлорит сменяется актинолитом, роговой обманкой и пироксеном.

Такие характерные для пород зеленосланцевой фации метаморфизма минералы, как пирофиллит, хлорит и хлоритоид ($(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4(\text{OH})_2\text{O}]_2$), попадая в условия амфиболитовой фации, преобразуются с потерей воды и кремнезема:

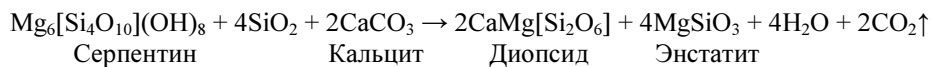


где Q – поглощаемое реакцией тепло.

Кальцит в присутствии хлорита и кварца переходит в актинолит ($\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) и эпидот ($\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$) с выделением H_2O и $\text{CO}_2\uparrow$.

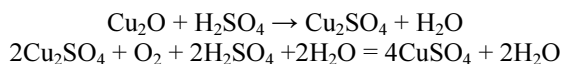
При этом значительная роль хлора в гипогенных процессах доказывается не только образованием солянокислых гидротермальных растворов или некоторых хлорсодержащих силикатов (скаполиты, содалиты), но и выделением огромных количеств газообразного HCl в областях активного вулканизма.

В зонах поддвига плит происходит и диссоциация карбонатов с вхождением щелочноземельных элементов в состав силикатов и выделением свободной углекислоты, например, по реакции

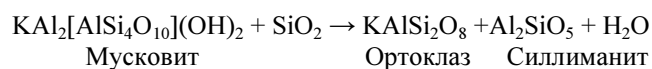


По этой реакции энстатит и диопсид как тугоплавкие минералы совместно с погружающейся литосферной плитой удаляются в мантию в виде рестита, а вода и углекислота переходят во флюидный (пневматолитовый) раствор.

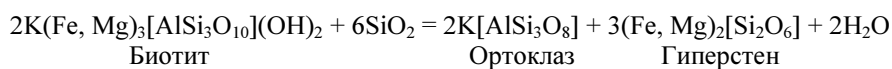
При высоких температурах оксид меди в сульфатнокислом растворе образует халькантит:



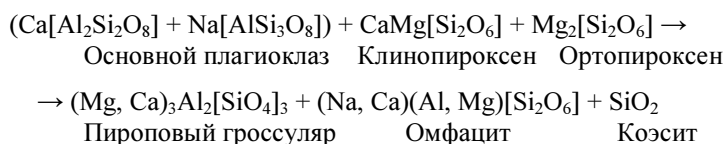
При температурах 600–650 °С мусковит разлагается на ортоклаз, силлиманит и воду:



При еще более высоких температурах, характерных для гранулитовой фации метаморфизма, биотит становится высокотитанистым (до 5–6 % TiO₂). В дальнейшем в присутствии кремнезема он разлагается на полевой шпат, гиперстен и воду:



По данным, указанным в работе [24], в условиях эклогитовой фации метаморфизма (рис. 3), что соответствует глубинам около 40 км, осадки и водные растворы исчезают практически полностью, а породные комплексы становятся "условно" сухими. На смену флюидам приходят пневматолитовые газонасыщенные растворы, происходит перекристаллизация минералов и их фазовые изменения. Например, плагиоклаз в присутствии пироксенов становится неустойчивым и преобразуется в специфический гранат с повышенным содержанием Са и твердый раствор диопсида, жадеита и эгирина, который называется омфацитом. Выделяемый в результате реакции кремнезем имеет высокобарическую модификацию кварца и представлен коэситом:



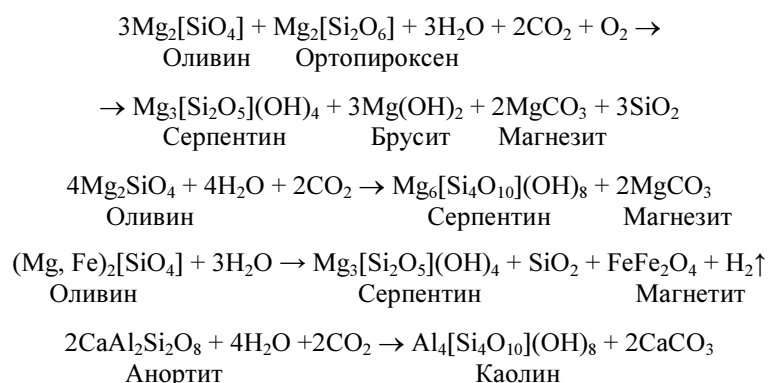
Механизмы формирования рудных залежей

Гидротермальные растворы являются мощным фактором формирования залежей полезных ископаемых. Месторождения этого типа содержат металлы Fe, Mn, Cu, Pb, Ag, Au, Hg, Sn, Ge, Ti, Mo, W, Zn, Cd, Co и др. Вода, питающая гидротермальные системы, в избытке поступает в них при дегидратации корового вещества. Минерализованные растворы тесно ассоциируют с магматической деятельностью орогенных систем, омывая горячие интрузивные тела и насыщаясь рудными компонентами.

По генетическому принципу можно разделить гидротермальные рудные скопления на два основных типа. К первому могут быть отнесены рудные образования большинства фумарол и горячих источников в вулканических областях. Сюда же следует отнести и сульфидные отложения "черных курильщиков" в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Второй тип гидротермальных процессов часто сопровождается пегматитовой минерализацией, возникающей, например, над гранитоидными массивами или благодаря подъему горячих и минерализованных вод из зон поддвига плит. В фанерозое гранитные магмы в основном образовывались благодаря переплавлению песчано-глинистых водонасыщенных осадков в зонах коллизии континентов, а вода, как было показано выше, попадала в зоны поддвига плит вместе с породами океанической коры и пелагическими осадками. Таким образом, вода гидротермальных систем, участвующая в образовании различных месторождений полезных ископаемых, поступает из гидросферы, т. е. является экзогенным реагентом.

Гидротермальные системы являются исключительно агрессивными средами и мощными минерализаторами. Движение горячего, преимущественно водного флюида из глубин зоны субдукции приводит к повторной гидратации приповерхностных слоев коры и протеканию ряда химических реакций в условиях ретроградного метаморфизма. Одними из ведущих являются реакции гидратации основных и ультраосновных протрузивных комплексов и офиолитов, которые часто встречаются в складчатых системах

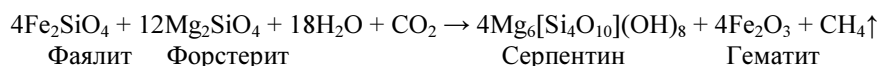
и продуцируют целый ряд распространенных рудных минералов. Все реакции необратимы и проходят с выделением энергии:



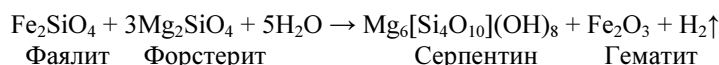
Формирование кварц-полевошпатовых жильных комплексов происходит благодаря насыщению растворов оксидом кремния, который выделяется при гидратации пироксенов:



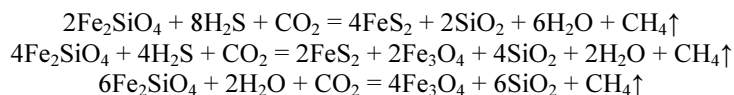
При окислении двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния в присутствии углекислого газа образуется abiогенный метан:



а при окислении железа без CO_2 выделяется водород:

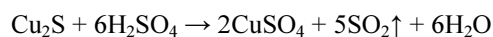


По данным, указанным в работе [5], при взаимодействии фаялита с CO_2 , водой и сероводородом также образуется метан и сульфиды железа:



Образующийся метан и водород имеют abiогенную природу и могут смешиваться с углеводородами биогенного происхождения, мигрирующими из-под зоны субдукции или коллизии в осадочный чехол периферических областей. Сильное фракционирование изотопных составов этих легких, химически активных элементов в широком спектре геологических процессов приводит к сдвигу их меток как в сторону "утяжеления", так и "облегчения" [25] и может создавать иллюзию их генетической бимодальности.

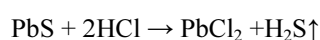
Процессы формирования залежей полезных ископаемых в складчатых областях тесно связаны с рудными компонентами, которые попадают в зону поддвига плит, а затем и в зону коллизии из срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин. Образованные на океанском дне сульфидные руды при высокой температуре и наличии водного сульфатно-кислого флюида преобразуются. Реакция преобразования сульфида меди (халькозит) идет с выделением халькантита, двуокиси серы и воды:



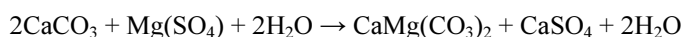
При 650 °С происходит обезвоживание халькантита и его переход в бонаттит, который затем разлагается с образованием оксида двухвалентной меди (тенорит) и двуокиси серы:



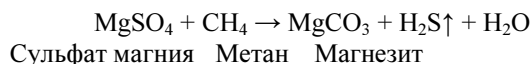
Сульфиды свинца, меди и цинка (галенит, халькопирит и сфалерит) при высоких температурах кислого флюидного раствора разлагаются по следующей схеме:



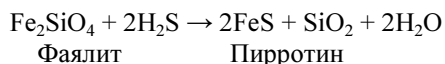
Доломитизация известняков происходит под воздействием горячих растворов, содержащих сульфат магния:



Получающийся водный сульфат магния (кизерит) затем может взаимодействовать с метаном, образуя магнезит, сероводород и воду:



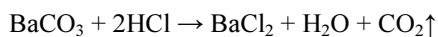
При пониженной температуре содержащийся в растворе сероводород является очень сильным и "агрессивным" минерализатором (выделяющим при реакциях большую энергию), поэтому он в таких случаях снова восстанавливает различные рудные металлы (медь, цинк, свинец, железо) до сульфидов, буквально "вытягивая" их из растворов, а также из основных и ультраосновных пород по реакции



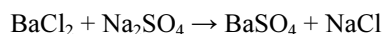
Хлорид свинца и некоторые другие металлы в этих условиях снова переходят в сульфиды, например, $\text{PbCl}_2 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{PbS} + 2\text{HCl}$, формируя таким образом залежи полиметаллических руд гидротермального происхождения.

Гидротермальные процессы в срединно-океанических хребтах приводят к выносу большого количества щелочно-земельных металлов, которые осаждаются на морском дне в виде сульфатов и карбонатов. Попадая затем в зону субдукции, они легко растворяются, переходя из одного состояния в другое, и в конечном итоге снова образуют сульфаты и карбонаты, которые отлагаются в зонах гидротермальной разгрузки.

Так, карбонат бария (витерит) можно получить при высокой температуре, воздействуя на него минерализованным солянокислым раствором:



В дальнейшем при взаимодействии растворимых солей образуется сульфат бария (барит) и хлорит натрия (галит), которые затем выносятся гидротермальными растворами вверх и осаждаются в приповерхностных зонах земной коры:



Сульфат кальция ведет себя схожим образом и в гидротермальных системах переходит от безводной формы (ангидрит) к дигидрату $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (гипс, селенит).

В результате эволюции складчатой системы наряду с интенсивными геодинамическими процессами в ее теле происходят мощные по масштабам и сложные многоступенчатые по характеру пространственно-временного проявления металлогенические события, приводящие к формированию уникального по своей специализации рудного района.

Пространственно-временные закономерности локализации целого ряда эндогенных и экзогенных месторождений складчатых поясов тесно связаны с геодинамическими процессами, происходящими на границах литосферных плит.

Так, при закрытии Палеоуральского океана и надвигании Уральской островной дуги на пассивную окраину древней (архейской) Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в позднем палеозое в теле последней был сформирован структурно-вещественный ансамбль специфических магматических, метаморфических и осадочных комплексов. Кроме того, островодужная система перекрыла многокилометровые рифей-палеозойские осадочные толщи, которые испытали мощные процессы гидротермальной переработки. Часть осадков была переплавлена в зоне субдукции и внедрена в верхние структурные этажи в виде гранитных интрузий. Все эти процессы раз за разом приводили к обогащению Уральского пояса рудными элементами и формированию целого ряда богатых месторождений полезных ископаемых (рис. 4).

Развитие Уральской складчатой системы в каледонскую фазу тектогенеза сопровождалось многостадийным и неравномерным сближением и субдукцией древней Восточно-Европейской платформы под активную окраину Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с позднего девона – раннего карбона (около 360 млн лет) на юге по позднюю пермь – ранний триас (около 265–245 млн лет) на севере. Северная оконечность формирующейся складчатой системы была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему и Енисей-Хатангский (предтаймырский) краевой прогиб. Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием постколлизионных гранитов возрастом 264 млн лет [26]. В результате этого между ВЕП и ЗСП была сформирована Уральская орогенная структура, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных, зоны складчатости, местами осложненные трансформными разломами.

Минерально-сырьевой потенциал Урала характеризуется месторождениями различного типа, закономерно расположенными в пространстве и во временном интервале их становления (рис. 4). Распределение рудных элементов в зоне сочленения литосферных плит можно показать на примере эволюции месторождений колчеданного типа, которые широко развиты в регионе.

Так, доколлизионный этап развития Уральского пояса отмечен проявлением интенсивных гидротермальных, а иногда и скарновых процессов, формирующих в осадочном чехле Восточно-Европейской

платформы скопления колчеданных, медно-скарновых, ванадий-железо-медных, скарново-магнетитовых, медно-порфириновых и железо-марганец-свинцово-цинковых руд. В это же время на пассивной окраине ВЕП происходило накопление платформенных терригенно-карбонатных толщ со стратиформным свинцово-цинковым и железомарганцевым оруденением [27]. На этом этапе процессы закрытия Палеоуральского океана носили характер отраженных тектоно-термальных событий, однако приведших к активизации региона. В девоне на стадии орогенеза надвинутая на пассивную окраину ВЕП складчатая система Урала характеризовалась преобладающей колчеданной металлогенической специализацией, приведшей к образованию медно-и железоскарновых месторождений. В позднем девоне – раннем карбоне на среднем и южном Урале коллизионное сочленение плит в целом завершилось и начался процесс кратонизации всей континентально-коровой системы. Это привело к разрушению осадочно-вулканогенных структур островодужного типа и широкому распространению граувакк, а также к проявлению тоналит-гранодиоритового магматизма, с которым тесно связаны месторождения золота. Ранний и средний карбон отмечен накоплением угленосных и карбонатных отложений платформенного типа. С карбонатами тесно связаны стратиформные свинцово-цинковые проявления и месторождения марганца осадочно-гидротермального типа. Одновременно с этим формировались месторождения железа, приуроченные к вулканно-плутоническим ассоциациям посторогенного этапа, а также колчеданно-полиметаллические и медно-порфириновые руды, пространственно совмещенные с интрузиями гранитоидов [27]. В среднем, позднем карбоне и перми наблюдалась релаксация складчатой системы, ее изостатическое выравнивание и, как следствие, внедрение больших масс палингенно-анатектических гранитов. В это же время происходило накопление в осадочных толщах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ пестроцветных терригенно-карбонатных отложений с марганцевыми рудами, медистыми песчаниками, солями, угленосными толщами, часто урансодержащими, флюоритом и т. д. (рис. 4).

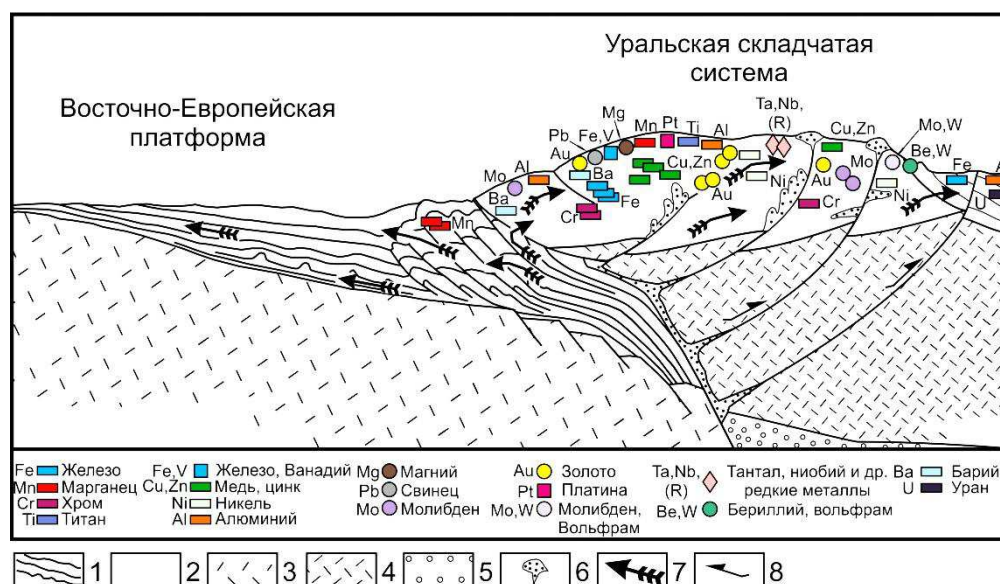


Рис. 4. Металлогения Уральской складчатой системы: 1 – разновозрастный осадочный чехол; 2 – осадочно-вулканогенные комплексы островодужного типа; 3 – кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 4 – подкоровая литосфера Уральской островной дуги; 5 – астеносфера мантии; 6 – области плавления осадков, корово-литосферного вещества и гранитоидные интрузии; 7 – направление миграции флюида; 8 – векторы основных сдвигов
Fig. 4. Metallogeny of the Ural fold system: 1 – unevenly-aged sedimentary cover; 2 – volcanosedimentary island-arc formations; 3 – crystalline basement of the East European Platform; 4 – subcrustal lithosphere of the Ural island arc; 5 – asthenosphere of the mantle; 6 – areas of deposit melting, crust-lithosphere material melting and granitoid intrusions; 7 – direction of fluid migration; 8 – vectors of major shifts

Примерами влияния экзогенных факторов на происхождение эндогенных полезных ископаемых могут служить оловоносные, редкометалльные и золоторудные месторождения Верхояно-Колымской складчатой зоны Восточной Сибири. Действительно, в раннем палеозое Колымский массив откололся от Восточно-Сибирской платформы и между ними возник Восточно-Сибирский палеоокеан (рис. 5). При этом на восточной пассивной окраине Сибирской платформы стали отлагаться мощные толщи терригенных осадков, сносимые с Анабарского щита и раннепалеозойского осадочного чехла на севере и с Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья на юге палеоречными стоками Палеовитима, Палеолены, Палеовиллюя и Палеооленака в восточном направлении. В этих осадках в виде прибрежных россыпей постепенно накапливались сносимые с древних щитов тяжелые фракции, в том числе касситерит, золото, минералы ниобия, тантала и других редких металлов. За 250–300 млн лет существования Восточно-Сибирского океана на его западной окраине

Золоторудная минерализация в пределах Алдано-Станового щита архейского и раннепротерозойского возраста представлена многочисленными коренными и россыпными месторождениями золота, некоторые из которых платиноносны.

Мезозойское золотое оруденение приурочено в основном к кварцево-жильным гидротермалитам, в которых заметную роль играют карбонаты и полевые шпаты. Иногда проявлен золото-редкометалльно-кварцевый, золото-серебряный и золото-медно-молибденовый тип минерализации [15]. В юго-восточной окраине платформенного чехла Сибирского кратона наблюдается пространственно-временная сопряженность золоторудной минерализации с полициклически проявленной в юрско-меловое время вулканоплутонической деятельностью. В Яно-Колымской складчатой области, т. е. в тыловой зоне Верхояно-Колымской складчатой системы (рис. 5) развито золото(сульфидно, карбонатно)-кварцевое, реже золото-редкометалльно-кварцевое оруденение с висмутовой и иной минерализацией [15].

Металлогеническая эволюция Верхояно-Колымской складчатой системы позволяет выявить и охарактеризовать еще один очень мощный природный процесс конвейерного обогащения земной коры рудными элементами. В рамках этого процесса сформированные на первом этапе магматические и метаморфические месторождения полезных ископаемых разрушаются, переходят в осадки, где формируют россыпи. Затем после возникновения специфических геодинамических предпосылок они входят в состав вулканоплутонических ассоциаций и формируют на первый взгляд типично магматогенные руды. Циклическое обогащение земной коры подобным образом может проявляться в истории Земли неоднократно и приводить к обогащению рудных залежей от древних комплексов к молодым.

К месторождениям, которые испытали подобные циклические преобразования, можно отнести магматические и метасоматические железорудные комплексы Урала типа Качканарского месторождения титаномагнетитов, горы Магнитная и Благодать. Возникновение этих железорудных месторождений было связано с закрытием Палеоуральского океана, надвиганием Уральской островной дуги на восточный край Русской платформы и затягиванием мощных осадочных толщ рифея и более древних пород типа Тараташских железорудных комплексов в зону субдукции.

Нечто подобное происходило и с процессом формирования газоконденсатных месторождений на Баренцевоморском шельфе Российской Арктики. Фундамент Баренцевоморской литосферной плиты был сформирован около 1,55–1,3 млрд лет назад [28; 29] и представлен полискладчатыми и метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами, доломитами и конгломератами. Позже континентальная кора региона испытала процессы денудации и пенеппенизации, а с кембрия и силура на ее поверхности стал накапливаться платформенный чехол. В настоящее время шельф Баренцева моря представляет собой крупный нефтегазоносный бассейн, в котором, по данным ряда авторов [30; 31], наиболее вероятными нефтематеринскими комплексами для первично-миграционных углеводородов (УВ) являются верхнедевонско-раннепермские отложения. Проявление позднепермского-раннетриасового (257–228 млн лет) и позднеюрско-раннемелового (159–131 млн лет) син- и постколлизийного магматизма в регионе привело к тому, что в нефтематеринские толщи внедрялись огромные массы базальтоидов, образующих послонные тела (силлы) в нижней части осадочного чехла [32]. По мнению Э. В. Шипилова [33], формирование Штокмановского и некоторых других газоконденсатных месторождений протекало практически одновременно с интрузивной магматической деятельностью определенного возраста. При этом месторождения газоконденсатов относятся к высокотемпературным вторично-миграционным образованиям, которые мигрируют вверх по разрезу в результате проявления наложенных тектоно-термальных процессов. Таким образом, в природе при определенных условиях может функционировать огромный по масштабам и мощности проявления процесс термической сепарации нефти и ее разделение на газоконденсаты и битумы.

Похожие, но несколько в другом виде проявленные процессы должны были протекать в осадочном чехле древней Сибирской платформы, когда водонасыщенные нефтематеринские осадочные толщи рифея перекрывались горячими расплавами траппового магматизма в триасе, что также должно было приводить к формированию и консервации газоконденсатных месторождений.

Заключение

Изучение процессов формирования и трансформации структурно-вещественных комплексов в различных геодинамических обстановках крайне важно для понимания процессов рудогенеза в земной коре. Большинство эндогенных месторождений тесно связаны с процессом магматизма и гидротермальной деятельностью и, как правило, формируются по краям литосферных плит. При этом разным типам границ плит соответствуют разные составы магматитов и разные комплексы руд, которые закономерно расположены в пространстве относительно них. Геодинамическая эволюция всех оболочек Земли проходила таким образом, что пространственно-временные параметры их взаимодействия по своей сути представляют сложный и многоступенчатый механизм функционирования ряда глобальных природных "обогачительных фабрик".

Описанные нами механизмы рудогенеза в зонах поддвига плит затрагивают лишь часть природных процессов обогащения земной коры скоплениями полезных ископаемых. В работе акцентировано внимание

на конвейерном механизме формирования и трансформации рудных элементов в зонах субдукции, а также механизме ремобилизации рудосодержащих осадков, их совместном переносе в верхние структурные этажи складчатой системы и формировании рудоносных вулcano-плутонических ассоциаций.

В процессе рассмотрения вопросов рудогенеза в зонах поддвига плит удалось приблизиться к решению проблемы abiогенного генезиса углеводородов и полагать вслед за авторами работ [34; 35], что подавляющее большинство УВ не имеют отношения к мантийным источникам. По нашим представлениям, весь abiогенный метан и водород образуются при гидратации пород основного и ультраосновного состава океанической литосферы в коровых условиях зон рифтогенеза и субдукции.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 14-5000095 в части, касающейся описания многоступенчатого механизма обогащения земной коры рудными элементами в зонах поддвига плит. В рамках государственного заказа № 0231-2015-0008 описан механизм образования газоконденсатных скоплений в пределах Баренцево-морского шельфа. Работы по описанию металлогении Урала и Верхояно-Колымской складчатой зоны выполнены по государственному заказу № 0149-2014-0025.

Библиографический список

1. Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Оценки глобальных процессов обмена веществом между оболочками Земли: сопоставление реальных геологических и теоретических данных // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 9. С. 1269–1279.
2. Жариков В. А. Экспериментальное исследование кислотно-основного фильтрационного эффекта // Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил : в 2 т. Прага : Центральный геологический институт Чехословацкой Академии, 1963. Т. 1. С. 466–475.
3. Конторович А. Э. Очерки теории нефтидогенеза / науч. ред. С. Г. Неручев. Новосибирск : СО РАН, 2004. 545 с.
4. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М. : Наука, 1982. 104 с.
5. Маракушев А. А., Панях Н. А., Маракушев С. А. Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. М. : ГЕОС, 2014. 184 с.
6. Маракушев А. А., Панях Н. А., Русинов В. Л. [и др.]. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 3. С. 236–255.
7. Рундквист Д. В. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М. : МПР РФ [и др.], 1999. 398 с.
8. Рундквист Д. В. Состояние и пути развития теоретической металлогении // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32, № 6. С. 89–100.
9. Смирнов В. И. Металлогения. М. : Наука, 1993. 173 с.
10. Старостин В. И. Основные геолого-металлогенические периоды в эволюции Земли // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 19–27.
11. Старостин В. И., Соколов Б. А. Флюидодинамические условия формирования металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов // Известия Секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 12–22.
12. Старостин В. И., Сорохтин О. Г. Эволюция Земли и металлогения // Известия Секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 64–76.
13. Сорохтин О. Г., Чилингар Дж. В., Сорохтин Н. О. Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М. ; Ижевск : Институт компьютерных исследований, 2010. 751 с.
14. Тварчелидзе Г. А. Металлогения земной коры. М. : Недра, 1985. 160 с.
15. Ханчук А. И., Иванов В. В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
16. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России : в 2 кн. / под ред. А. И. Ханчука. Владивосток : Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
17. Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. Л. : Недра. Ленинградское отделение, 1987. 230 с.
18. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М. : Наука, 1974. 184 с.
19. Лисицын А. П. Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление – глобальные закономерности // Палеоокеанология : доклады на 27-м МК. Т. 3. М. : Наука, 1984. С. 3–21.
20. Соболев Р. Н., Старостин В. И., Пельмский Г. А. Типы месторождений олова и их распределение во времени и пространстве // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 30–39.
21. Соболев Р. Н., Пельмский Г. А., Старостин В. И. Развитие молибденового оруденения в истории Земли // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. 1997. Т. 72, вып. 5. С. 65–71.
22. Антипин В. С., Макрыгина В. А. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск : Иркутский гос. ун-т, 2006. 130 с.
23. Yardley B. W. D., Rochelle C. A., Barnicoat A. C., Lloyd G. E. Oscillatory zoning in metamorphic minerals: an indicator of infiltration metasomatism // Mineral. Magaz. 1991. V. 55. P. 357–365.

24. Смирнов С. З., Кулик Н. А., Литасов Ю. Д., Вишнеvский А. В., Страховенко В. Д. Основные понятия минералогии и процессы минералообразования : учеб. пособие. Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2014. 77 с.
25. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Springer, 2009. 285 p.
26. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000. М. : ИЛОВМ РАН, 1996. 94 с.
27. Контарь Е. С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург : УГГУ, 2013. 199 с.
28. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (2000 г.). М. : Науч. мир, 2001. 604 с.
29. Вассерман Б. Я. Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 10–16.
30. Клубов Б. А., Кораго Е. А. О природе жидких битумов севера Новой Земли // Доклады АН СССР. 1990. Т. 315, № 4. С. 925–928.
31. Федоровский Ю. Ф. Перспективы нефтегазоносности карбонатных верхне-среднепалеозойских отложений на российском шельфе Баренцева моря : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : ВНИИГАЗ, 2007. 27 с.
32. Шипилов Э. В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 97–104.
33. Шипилов Э. В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
34. Сорохтин О. Г. Проблемы происхождения нефти в зонах поддвига плит // Геофизика океана : в 2 т. М. : Наука, 1979. Т. 2. С. 377–383.
35. Сорохтин О. Г., Леин А. Ю., Баланюк И. Е. Термодинамика океанических гидротермальных систем и абиогенная генерация метана // Океанология. 2001. Т. 41, № 6. С. 898–909.

References

1. Dobretsov N. L., Kirdyashkin A. G. Otsenki globalnyh protsessov obmena veschestvom mezhdu obolochkami Zemli: sopostavlenie realnyh geologicheskikh i teoreticheskikh dannyh [Estimates of the global metabolic processes between the shells of the Earth: correlation of real geological and theoretical data] // Geologiya i geofizika. 1998. V. 39, N 9. P. 1269–1279.
2. Zharikov V. A. Eksperimentalnoe issledovanie kislотно-osnovnogo filtratsionnogo effekta [Experimental study of acid-base filtration effect] // Konferentsiya. Problemy postmagmaticheskogo rudoobrazovaniya s osobym vnimaniem k geohimii rudnyh zhil : v 2 t. Praga : Tsentralnyi geologicheskii institut Chehoslovatskoy Akademii, 1963. V. 1. P. 466–475.
3. Kontorovich A. E. Ocherki teorii naftidogeneza [Essays of naftidogenesis theory] / nauch. red. S. G. Neruchev. Novosibirsk : SO RAN, 2004. 545 p.
4. Korzhinskiy D. S. Teoriya metasomaticheskoy zonalnosti [Theory of metasomatic zoning]. М. : Nauka, 1982. 104 p.
5. Marakushev A. A., Paneyah N. A., Marakushev S. A. Sulfidnoe rudoobrazovanie i ego uglevodородnaya spetsializatsiya [Sulphide mineralization and its hydrocarbon specialization]. М. : GEOS, 2014. 184 p.
6. Marakushev A. A., Paneyah N. A., Rusinov V. L. [i dr.]. Petrologicheskie modeli formirovaniya rudnyh mestorozhdeniy-gigantov [Petrological models for the formation of giant ore deposits] // Geologiya rudnyh mestorozhdeniy. 1998. V. 40, N 3. P. 236–255.
7. Rundkvist D. V. Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok rannego dokembriya [Metallogeny of the series of geodynamic settings of Early Precambrian]. М. : MPR RF [i dr.], 1999. 398 p.
8. Rundkvist D. V. Sostoyanie i puti razvitiya teoreticheskoy metallogenii [The state and development of theoretical metallogeny] // Geologiya rudnyh mestorozhdeniy. 1990. V. 32, N 6. P. 89–100.
9. Smirnov V. I. Metallogeniya [Metallogeny]. М. : Nauka, 1993. 173 p.
10. Starostin V. I. Osnovnye geologo-metallogenicheskie periody v evolyutsii Zemli [The basic geological and metallogenic periods in the evolution of the Earth] // Vestnik Moskovskogo un-ta. Ser. 4. Geologiya. 1996. N 4. P. 19–27.
11. Starostin V. I., Sokolov B. A. Flyuidodinamicheskie usloviya formirovaniya metallogenicheskikh provintsiy i neftegazonosnyh basseynov [Fluid dynamic conditions of the formation of metallogenic provinces and oil and gas basins] // Izvestiya Sektzii nauk o Zemle RAEN. 1998. Vyp. 1. P. 12–22.
12. Starostin V. I., Sorohtin O. G. Evolyutsiya Zemli i metallogeniya [Evolution of the Earth and metallogeny] // Izvestiya Sektzii nauk o Zemle RAEN. 2002. Vyp. 8. P. 64–76.
13. Sorohtin O. G., Chilingar Dzh. V., Sorohtin N. O. Teoriya razvitiya Zemli (proishozhdenie, evolyutsiya i tragicheskoe budushee) [Theory of the Earth (the origin, evolution and the tragic future)]. М. ; Izhevsk : Institut kompyuternykh issledovaniy, 2010. 751 p.

14. Tvarchelidze G. A. Metallogeniya zemnoy kory [Metallogeny of the Earth's crust]. M. : Nedra, 1985. 160 p.
15. Hanchuk A. I., Ivanov V. V. Mezo-kaynozoykie geodinamicheskie obstanovki i zolotoe orudnenie Dalnego Vostoka Rossii [Meso-Cenozoic geodynamic settings and ore-grade gold mineralization in the Far East of Russia] // Geologiya i geofizika. 1999. V. 40, N 11. P. 1635–1645.
16. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii [Geodynamics, magmatism and metallogeny of Eastern Russia] : v 2 kn. / pod red. A. I. Hanchuka. Vladivostok : Dalnauka, 2006. Kn. 1. 572 p.
17. Scheglov A. D. Osnovnye problemy sovremennoy metallogenii [The main problems of modern metallogeny]. Voprosy teorii i praktiki. L. : Nedra. Leningradskoe otd-nie, 1987. 230 p.
18. Sorohtin O. G. Globalnaya evolyutsiya Zemli [Global evolution of the Earth]. M. : Nauka, 1974. 184 p.
19. Lisitsyn A. P. Lavinnaya sedimentatsiya, izmeneniya urovnya okeana, pereryvy i pelagicheskoe osadkonakoplenie – globalnye zakonomernosti [The avalanche sedimentation, changes in sea levels, breaks and pelagic sedimentation] // Paleookeanologiya : doklady na 27-m MGK. T. 3. M. : Nauka, 1984. P. 3–21.
20. Sobolev R. N., Starostin V. I., Pelymskiy G. A. Tipy mestorozhdeniy olova i ih raspredelenie vo vremeni i prostranstve [Types of tin deposits and their distribution in time and space] // Vestnik MGU. Ser. 4. Geologiya. 2000. N 1. P. 30–39.
21. Sobolev R. N., Pelymskiy G. A., Starostin V. I. Razvitie molibdenovogo orudneniya v istorii Zemli [The development of ore-grade molybdenum mineralization in the history of the Earth] // Byull. MOIP. Otdel geologicheskiiy. 1997. V. 72, vyp. 5. P. 65–71.
22. Antipin V. S., Makrygina V. A. Geohimiya endogennykh protsessov [Geochemistry of endogenetic processes]. Irkutsk : Irkutskiy gos. un-t, 2006. 130 p.
23. Yardley B. W. D., Rochelle C. A., Barnicoat A. C., Lloyd G. E. Oscillatory zoning in metamorphic minerals: an indicator of infiltration metasomatism // Mineral. Magaz. 1991. V. 55. P. 357–365.
24. Smirnov S. Z., Kulik N. A., Litasov Yu. D., Vishnevskiy A. V., Strahovenko V. D. Osnovnye ponyatiya mineralogii i protsessy mineraloobrazovaniya [The basic concepts of mineralogy and mineralization processes] : ucheb. posobie. Novosibirsk : INGG SO RAN, 2014. 77 p.
25. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Springer, 2009. 285 p.
26. Ob'yasnitelnaya zapiska k tektonicheskoy karte Barentseva morya i severnoy chasti Evropeyskoy Rossii mashtaba 1:2 500 000 [The explanatory note to the tectonic map of the Barents Sea and the northern part of European Russia]. M. : ILOVM RAN, 1996. 94 p.
27. Kontar E. S. Geologo-promyshlennyye tipy mestorozhdeniy medi, tsinka, svintsya na Urale (geologicheskyye usloviya razmescheniya, istoriya formirovaniya, perspektivy) [The geological-industrial types of the copper, zinc and lead deposits in the Urals (geological conditions of setting, history of the formation, the prospects)]. Ekaterinburg : UGGU, 2013. 199 p.
28. Hain V. E. Tektonika kontinentov i okeanov (2000 g.) [Tectonics of continents and oceans]. M. : Nauch. mir, 2001. 604 p.
29. Vasserman B. Ya. Razvedannost resursov uglevodorodov Timano-Pechorskoy neftegazonosnoy provintsii na nachalo XXI v. [Exploration of hydrocarbon resources of the Timan-Pechora oil and gas province in the beginning of XXI century] // Geologiya nefi i gaza. 2001. N 2. P. 10–16.
30. Klubov B. A., Korago E. A. O prirode zhidkikh bitumov severa Novoy Zemli [The nature of liquid bitumens in northern Novaya Zemlya] // Doklady AN SSSR. 1990. V. 315, N 4. P. 925–928.
31. Fedorovskiy Yu. F. Perspektivy neftegazonosnosti karbonatnykh verhne-srednepaleozoyskikh otlozheniy na rossiyskom shelfe Barentseva morya [Prospects for oil and gas-bearing capacity of Upper-middle-Paleozoic carbonate depositions at Russian offshore shelf of the Barents Sea] : avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. M. : VNIIGAZ, 2007. 27 p.
32. Shipilov E. V. O periodichnosti proyavleniy osnovnogo magmatizma v predelakh Zapadno-Arkticheskoy okrainy Evrazii v fanerozoey [On the periodicity of the main manifestations of magmatism within the Western Arctic margin of Eurasia in the Phanerozoic] // Vestnik MGTU. 1998. V. 1, N 3. P. 97–104.
33. Shipilov E. V. Pozdnemezozoykiy magmatizm i kaynozoykie tektonicheskie deformatsii Barentsevomorskoy kontinentalnoy okrainy: vliyaniye na raspredeleniye uglevodorodnogo potentsiala [Late Mesozoic magmatism and Cenozoic tectonic deformations of the Barents Sea continental margin: Effect on hydrocarbon potential distribution] // Geotektonika. 2015. N 1. P. 60–85.
34. Sorohtin O. G. Problemy proishozhdeniya nefi v zonah poddviga plit [The problems of petroleum origin in subduction zones] // Geofizika okeana : v 2 t. M. : Nauka, 1979. V. 2. P. 377–383.
35. Sorohtin O. G., Lein A. Yu., Balanyuk I. E. Termodinamika okeanicheskikh gidrotermalnykh sistem i abiogennaya generatsiya metana [Thermodynamics of oceanic hydrothermal systems and abiogenic generation of methane] // Okeanologiya. 2001. V. 41, N 6. P. 898–909.

Сведения об авторах

Сорокhtин Николай Олегович – Нахимовский проспект, 36, г. Москва, Россия, 117997;
Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, д-р геол.-мин. наук, гл. науч. сотрудник;
e-mail: nsorokhtin@mail.ru;

Геологический институт КНЦ РАН, вед. науч. сотрудник;

Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, кафедра геологии
и полезных ископаемых, профессор

Sorokhtin N. O. – 36, Nakhimovski Avenue, Moscow, Russia, 117997; P. P. Shirshov Institute of Oceanology
of RAS, Dr of Geol. & Miner. Sci., Chief Researcher; e-mail: nsorokhtin@mail.ru;

Geological Institute KSC RAS, Leading Researcher;

Apatity Branch of Murmansk State Technical University, Department of Geology and Mineral Resources,
Professor

Лобковский Леопольд Исаевич – Нахимовский проспект, 36, г. Москва, Россия, 117997;

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, д-р физ.-мат. наук, член-корреспондент РАН,
зам. директора; e-mail: llobkovsky@ocean.ru

Lobkovsky L. I. – 36, Nakhimovski Avenue, Moscow, Russia, 117997; P. P. Shirshov Institute of Oceanology
of RAS, Dr of Phys.-Math. Sci., Corresponding Member of RAS, Deputy Director;

e-mail: llobkovsky@ocean.ru

Козлов Николай Евгеньевич – ул. Ферсмана, 14, г. Апатиты, Мурманская обл., Россия, 184209;

Геологический институт КНЦ РАН, д-р геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией;

Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, директор;

e-mail: kozlovne@afmgtu.apatity.ru

Kozlov N. E. – 14, Fersmana Str., Apatity, Murmansk region, Russia, 184209; Geological Institute KSC RAS,
Dr of Geol. & Miner. Sci., Professor, Head of Laboratory;

Apatity Branch of Murmansk State Technical University, Director; e-mail: kozlovne@afmgtu.apatity.ru

N. O. Sorokhtin, L. I. Lobkovsky, N. E. Kozlov

Metallogeny of subduction zones

The paper deals with the multistage mechanism of the Earth's crust enrichment in ore elements in underthrust zones. The processes of metamorphism and the formation of hydrothermal solutions at pulling of the watered oceanic lithospheric plate into the subduction zone have been described. Some physical and chemical transformation regularities of structural-material complexes in these areas and mechanisms of the formation of ore deposits have been discussed. Spatio-temporal patterns of the localization of a number of endogenetic and exogenetic deposits have been described using metallogeny of the Ural and the Verkhoyansk-Kolyma Fold Belts as an example. It has been shown that in nature there are several effective mechanisms of the enrichment of the crust in ore minerals. One of them is the process of pulling into subduction zone of metalliferous sediments and ferromanganese crusts as well as seabed nodules, their metamorphic transformation, partial melting and transition of ore components into magmatic melts and mineralized fluids. In the future this leads to the release of ore material by magmas and hydrothermal solutions into the folded formations of island-arc and Andean types and the formation of igneous, metasomatic and hydrothermal deposits. Another, yet no less powerful natural mechanism of a conveyor enrichment of the crust in ore elements is the process of destruction and sedimentation of mineral deposits formed in the folded areas as well as the formation of placers and their transfer to the marginal parts of the continent. Later, during the collision of active and passive margins of two lithospheric plates, such as the collision of the Kolyma Massif with the eastern part of the Siberian craton in the middle of the Mesozoic there was a thrusting of a younger lithospheric plate over a more ancient one. As a result, the sedimentary sequences of the passive margin of the Siberian plate were submerged and partially melted by the basic magmas intruded in the bottom of the cut. This led to the transition of a part of ore elements from placers to igneous rocks of granitoid composition and fluid solutions, thereby forming magmatic, metasomatic and hydrothermal mineral deposits. Cyclic enrichment of the Earth's crust in this way can repeatedly manifest itself in the history of the Earth and lead to the enrichment of ore deposits from the ancient complexes to the young ones. Studying processes of geodynamic evolution of the structural-material complexes of continental and oceanic lithosphere is important to understand the processes of ore genesis in the Earth's crust. Most endogenetic deposits are closely connected with the processes of metamorphism, magmatism and hydrothermal activity and are usually formed at the margins of lithospheric plates. A part of exogenetic deposits is also genetically connected with endogenetic and is formed due to their destruction. The regularities of ore genesis in underthrust zones described in the paper cover only a part of the natural processes of the Earth's crust enrichment in ore minerals. The paper has also focused on polycyclic and conveying mechanisms of the formation and transformation of ore elements in subduction zones, as well as on the mechanism of remobilization of ore-bearing deposits and their joint transfer to the upper structural layers of the folded system and the formation of ore-bearing volcano-plutonic associations.

Key words: geodynamics, metallogeny, geochemistry, plate subduction zones, ore genesis.