

УДК: 551.2+551.3+553.2+550.41

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДОГЕНЕЗА ЗОН СУБДУКЦИИ

© 2018 г. Н. О. Сорохтин¹, Л. И. Лобковский¹, Н. Е. Козлов^{2,3}

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия
e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

³Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты, Россия
e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.03.2016 г.

В статье рассматриваются и обосновываются вопросы многоступенчатого механизма обогащения земной коры рудными элементами в зонах поддвига плит. Обсуждаются некоторые физико-химические параметры метаморфизма и гидротермальной трансформации структурно-вещественных комплексов в этих зонах. На примере металлогении Уральского и Верхояно-Колымского складчатых поясов показаны пространственно-временные закономерности рудогенеза.

DOI: 10.7868/S0030157418010112

ВВЕДЕНИЕ

Крупные концентрации рудного вещества в земной коре и происхождение эндогенных месторождений полезных ископаемых тесно связаны с процессом глобальной эволюции Земли. С термодинамической точки зрения Земля представляет собой открытую диссипативную систему, безвозвратно теряющую свою эндогенную энергию в космическом пространстве и, следовательно, ее развитие необратимо. Проблема рудогенеза в земной коре в целом и в конвергентных зонах, в частности, рассматривалась в литературе неоднократно. Серьезный вклад в решение этой проблемы внесли исследования Добрецова [4], Жарикова [5], Конторовича [8], Коржинского [9], Маракушева [10, 11], Рундквиста [13, 14], Смирнова [15], Старостина [21–23], Сорохтина [20], Тварчелидзе [24], Ханчука [3, 27], Щелгова [30] и многих других. 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 в зонах поддвига плит.

ГЕОДИНАМИКА ЗОН СУБДУКЦИИ

В процессе субдукции океанической литосферной плиты в теле аллохтона формируется закономерная система сдвиговых разрывных нарушений,

вдоль которых происходят главные деформации и транспорт ремобилизованного вещества (рис. 1). 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.

За счет диссипации энергии вязкого трения, попавшие в зазор между плитами осадки постепенно разогреваются и неизбежно начинают плавиться. При этом, плавление водонасыщенных силикатов происходит при температурах около 700–800 °С, а осадков при 450–500 °С. Вынос к поверхности образовавшихся магм и газовой-жидких флюидов играет роль терморегуляции системы и приводит к снижению температуры среды до уровня 1100–1200 °С. При этом плотность осадков существенно меньше, чем плотность литосферы, в связи с чем их вязкость в зонах поддвига плит и предельная мощность резко уменьшаются и они практически полностью исчезают на глубинах до 30–40 км. Там они переплавляются и выжимаются по оперяющим их разломам вверх, внедряясь в виде мигматитовых гранитогнейсовых куполов или гранитоидных батолитов в тело островных дуг или активных окраин континентов (рис. 1).

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

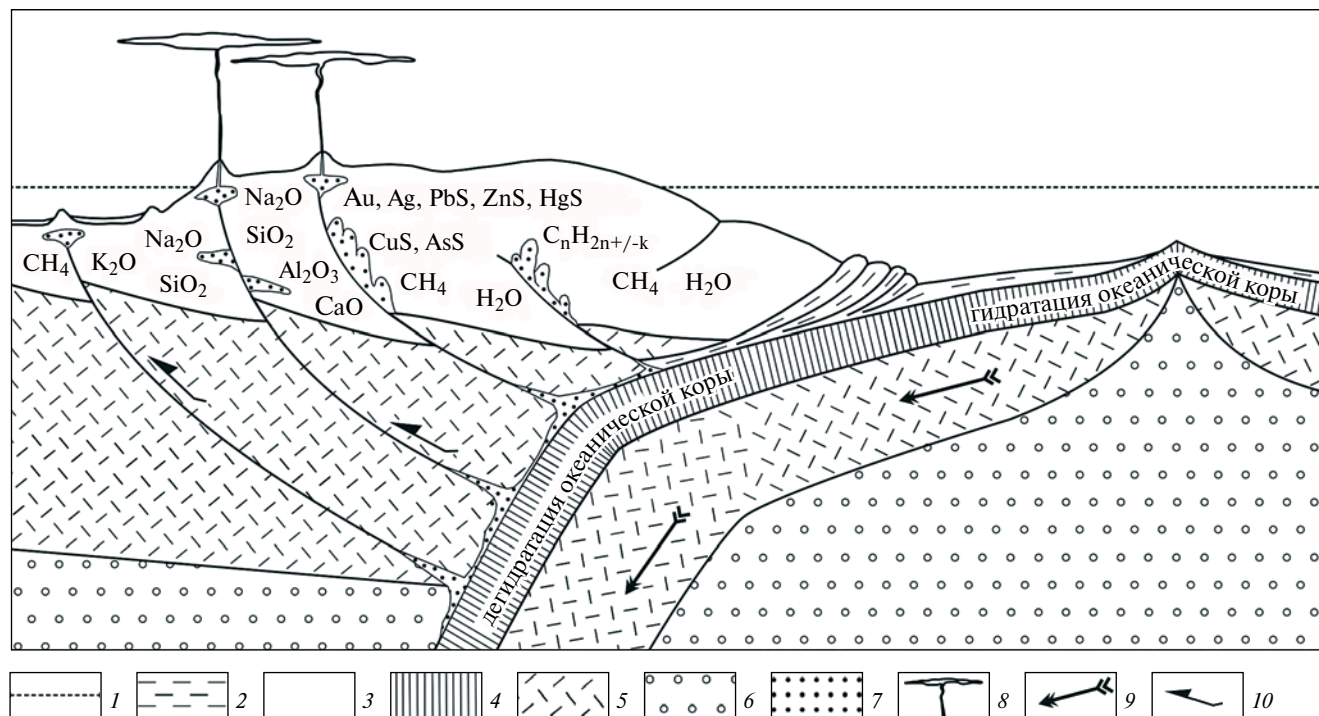


Рис. 1. Принципиальная схема формирования континентальной коры в фанерозое за счет частичного переплавления и дегидратации океанической коры и перекрывающих ее пелагических осадков в зонах подвига океанических плит под островные дуги [17, 20]: 1 – уровень океана; 2 – осадочные толщи; 3 – осадочно-вулканогенные 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.

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 подвига 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 поддвигающейся 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 контакто-метасоматические изменения окружающих горных пород. Многочисленные протрузии ультраосновного состава и офиолиты, пройдя пик изменений, также испытывают ретроградные процессы. Наряду с этим, в осадочных толщах пассивной окраины континента, на который надвигается островная дуга, наблюдаются процессы прогрессивного метаморфизма, а сами они интенсивно 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 подвига плит силикатными расплавами и отжимаются вверх.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Все химические реакции в зонах подвига плит необратимы, проходят с поглощением или выделением тепла и в определенных окислительно-восстановительных условиях. В реализации всех

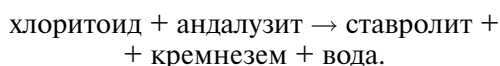
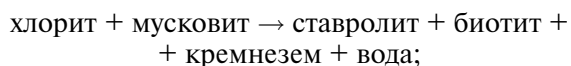
перечисленных процессов важную роль играет геологическое время, приводящее, в конечном итоге, физико-химические параметры развития складчатой системы в равновесное состояние, которое зависит от состава водонасыщенных пород.

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, монтмориллонит, каолинит 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 метаморфических преобразований, сопровождаемых освобождением воды, CO_2 , кремнезема, щелочей (особенно калия) и литофильных элементов. Большинство процессов протекают в условиях аллохимического метаморфизма, характеризуются перераспределением вещества и изменением химического состава горных пород. На прогрессивной ветви метаморфизма происходит перекристаллизация и замена низкотемпературных минералов более высокотемпературными. После достижения пика метаморфизма его параметры начинают снижаться и реализуется обратный процесс смены минеральных ассоциаций.

В зонах проявления максимальных сжатий породы уплотняются и частично запечатывают образующиеся растворы, создавая высокое давление флюида и расширяя поле устойчивости водосодержащих минералов [1].

В условиях амфиболитовой фации метаморфизма пирофиллит, хлорит и хлоритоид ($(\text{Fe}_2 + \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4(\text{OH})_2\text{O}]_2$), поглощая тепло, преобразуются с потерей воды и кремнезема: пирофиллит → андалузит + кремнезем + вода;



При повышении температуры развиваются все более плотные и безводные парагенезисы, а порода в целом теряет 10–15% воды и 5–10% объема. Выделяющаяся при реакциях вода переходит во флюид и большая его часть отжимается в области пониженных давлений.

При температурах около 500 °С и высоких давлениях (амфиболитовая фация метаморфизма) деформации становятся пластическими,

а в породных ассоциациях происходит твердофазное разделение минералов на лейкосому и меланосому. Этот процесс идет с перекристаллизацией минералов “in situ”. Лейкосомы чаще всего представлена кварцем и плагиоклазом, а меланосомы состоит из темноцветных минералов, главными среди которых являются амфибол и биотит. В результате этого породы приобретают метаморфическую полосчатость и гнейсовидную структуру.

В надкритических условиях (температура 400–500 °С и выше) реализуются пневматолито-гидротермальные процессы, которые воздействуют на окружающие их структурно-вещественные комплексы высокотемпературными газово-жидкими растворами (надкритическими флюидами) и носят главным образом метасоматический характер, т.е. выражаются в замещении первичных минералов новообразованными ассоциациями.

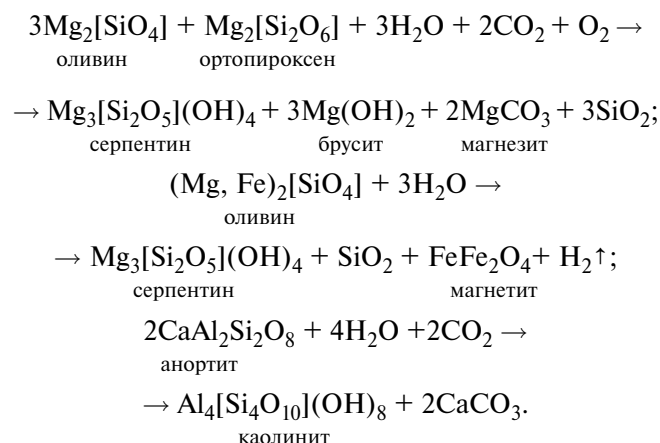
По данным Смирнова с соавторами [16], в условиях эклогитовой фации метаморфизма, что соответствует глубинам около 40 км, осадки и водные растворы исчезают практически полностью, а породные комплексы становятся “условно” сухими. На смену флюидам приходят пневматолитовые газонасыщенные растворы, происходит перекристаллизация минералов и их фазовые изменения.

Большая часть образующихся таким образом флюидных потоков перемещается снизу вверх из области высоких давлений в зоны тектонической тени. При существовании тангенциального градиента давления в проницаемой среде всегда будет наблюдаться его движение и переход из одной метаморфической фации в другую.

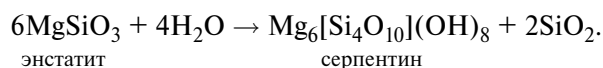
Существенное влияние на формирование залежей полезных ископаемых оказывают гидротермальные процессы. Поскольку содержание воды в мантии ничтожно мало, то все без исключения гидротермальные месторождения (независимо от их типа) формируются либо за счет мобилизации метеорных вод и (или) гидросферы, омывающих горячие интрузивные тела, либо за счет освобождения остывающей магмой растворенной в ней воды в виде флюидного раствора.

Гидротермальные растворы являются мощным фактором формирования залежей полезных ископаемых. Месторождения этого типа содержат такие металлы, как 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 в зонах субдукции. Минерализованные растворы тесно ассоциируют с магматической деятельностью орогенных систем, омывая горячие интрузивные тела и насыщаясь рудными компонентами. Данные растворы являются исключительно агрессивными средами и мощными минерализаторами.

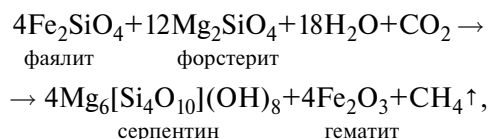
Движение горячего, преимущественно водного флюида из глубин зоны субдукции приводит к повторной гидратации приповерхностных слоев коры и протеканию ряда химических реакций в условиях ретроградного метаморфизма. Одними из ведущих являются реакции гидратации основных и ультраосновных протрузивных комплексов и офиолитов, которые часто встречаются в складчатых системах и продуцируют целый ряд распространенных рудных минералов. Все реакции необратимы и проходят с выделением энергии:



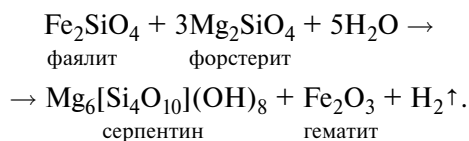
Формирование кварц-полевошпатовых жильных комплексов происходит благодаря насыщению растворов оксидом кремния, который выделяется, например, при гидратации пироксенов:



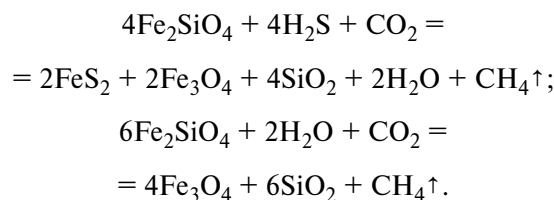
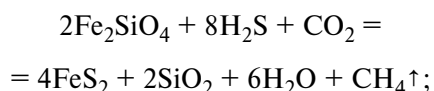
При окислении двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния в присутствии углекислого газа образуется abiогенный метан:



а при окислении железа без CO_2 , выделяется водород:

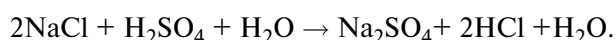


По данным Маракушева [10] при взаимодействии фаялита с CO_2 , водой и сероводородом также выделяется метан и сульфиды железа:

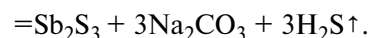
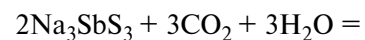
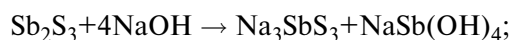
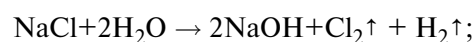


Образующийся метан и водород имеют abiогенную природу и могут смешиваться с углеводородами биогенного происхождения, мигрирующими из-под зоны субдукции или коллизии в осадочный чехол периферических областей. Сильное фракционирование изотопных составов этих легких, химически активных элементов в широком спектре геологических процессов приводит к сдвигу их мейтот как в сторону “утяжеления”, так и “облегчения” [31] и может создавать иллюзию их генетической бимодальности.

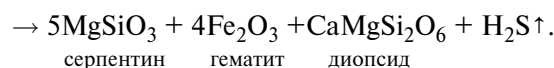
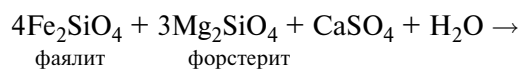
Образование гидротермальных растворов в зонах подвига плит тесно связано с процессами прогрессивного стрессметаморфизма и перегрева водонасыщенной системы горных пород. Так, например, хлористый натрий, в избытке содержащийся в морской воде, взаимодействуя с сернокислыми растворами при температурах около 250°C разлагается с получением солянокислого водного раствора и сульфата натрия (мирабилит) по реакции:



Примером получения сероводорода может служить ряд последовательных реакций, проходящих при температурах около 100°C , сначала путем разложения хлорида натрия, затем антимонита и, в конце, тиюантимоната:

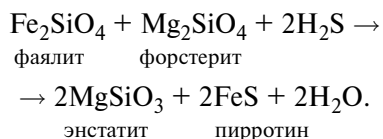


В океанических водах в заметных количествах (до 2.7‰) содержится сульфат-ион SO_4^{2-} , поэтому реакция таких вод с породами основного состава при их разогреве также может сопровождаться образованием сероводорода, например, по реакции:

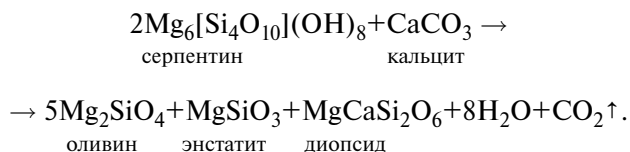


Благодаря высокому восстановительному потенциалу сероводорода, сера вновь быстро связывается

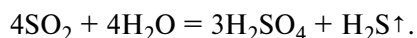
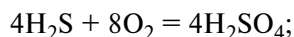
с переходными металлами, образуя сульфиды, например, пирротин:



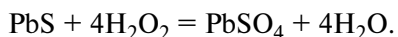
В процессе десерпентинизации разогретых пород ультраосновного состава выделяется углекислый газ и вода:



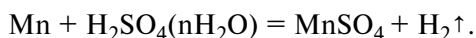
Сульфатно-кислые гидротермальные растворы в эпитеpмальных условиях образуются по реакциям:



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



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



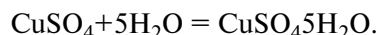
При более высоких температурах и концентрациях флюидного раствора диоксид марганца (пирролюзит) также образует сульфаты с выделением кислоты и воды:



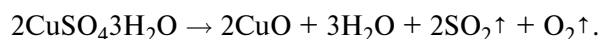
Процессы формирования залежей полезных ископаемых в складчатых областях тесно связаны с рудными компонентами, которые попадают в зону поддвига плит, а затем и в зону коллизии из срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин. Образованные на океанском дне сульфидные руды при высокой температуре и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



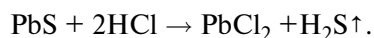
который легко преобразуется в кристаллогидрат сульфата меди (халькантит):



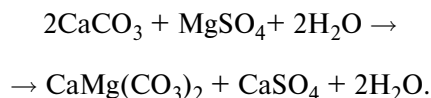
При 650 °С происходит обезвоживание халькантита и его переход в бонаттит, который затем разлагается с образованием оксида двухвалентной меди (тенорит) и двуокиси серы:



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



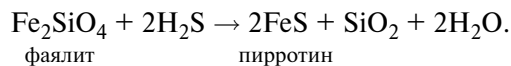
Доломитизация известняков происходит под воздействием горячих растворов, содержащих сульфат магния:



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



При понижении температуры в растворе содержащийся в нем 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 щелочноземельных металлов, которые осаждаются на морском дне в виде сульфатов и карбонатов. Попадая затем в зону субдукции, они легко

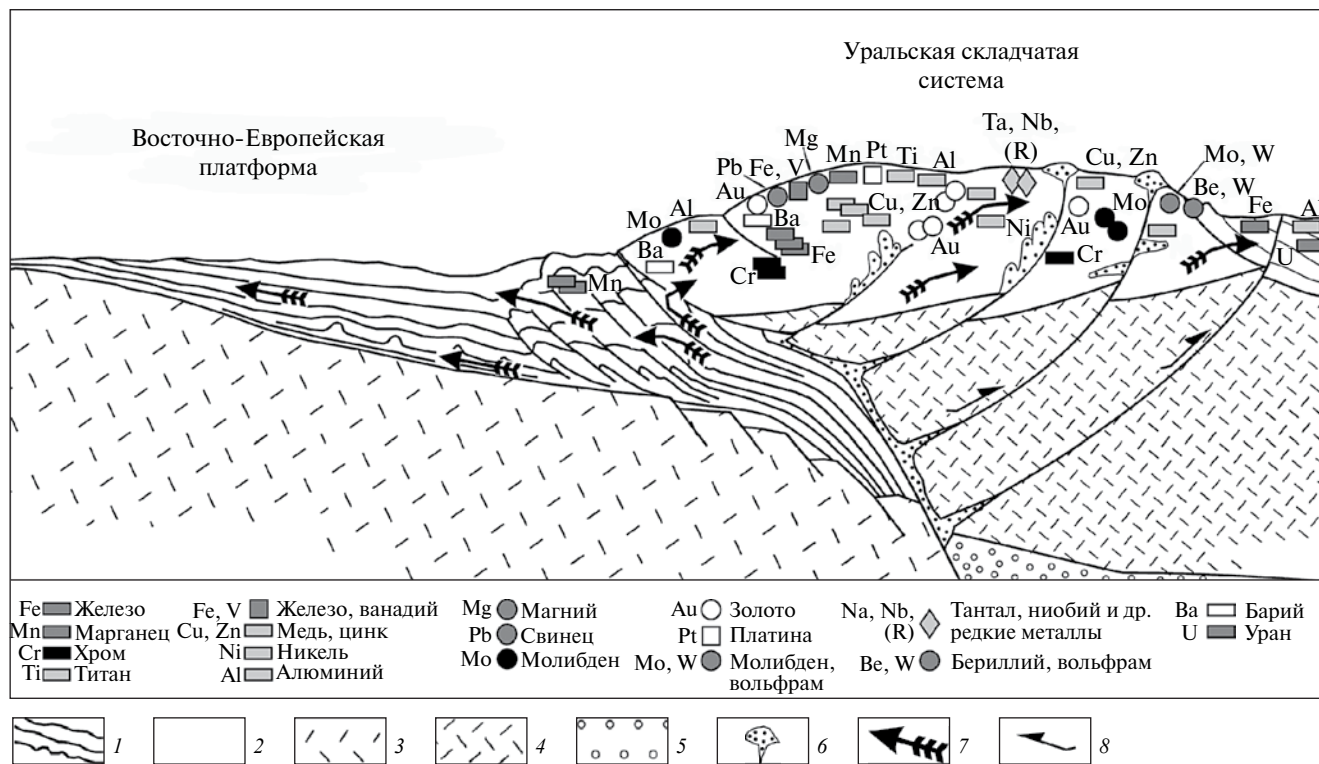


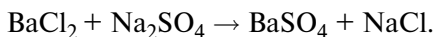
Рис. 2. Металлогения Уральской складчатой системы: 1 – разновозрастный осадочный чехол; 2 – осадочно-вулканогенные комплексы островодужного типа; 3 – кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 4 – подкоровая литосфера Уральской островной дуги; 5 – астеносфера мантии; 6 – области плавления осадков, корово-литосферного вещества и гранитоидные интрузии; 7 – направление миграции флюида; 8 – векторы основных сдвигов.

растворяются, переходя из одного состояния в другое и, в конечном итоге, снова образуют сульфаты и карбонаты, которые отлагаются в зонах гидротермальной разгрузки.

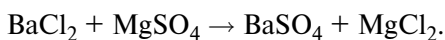
Воздействуя на карбонат бария (витерит) минерализованным солянокислым раствором при высокой температуре образуется хлорид бария:



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



При взаимодействии хлорида бария с сульфатом магния, который в избытке присутствует в морской воде, образуется барит и бишофит:



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).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛЬСКОЙ И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

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 Восточно-Европейской древней (архейской) платформы (ВЕП) в позднем палеозое, в теле последней был сформирован структурно-вещественный ансамбль специфических магматических, метаморфических и осадочных комплексов. Кроме этого, островодужная система перекрыла многокилометровые рифей-палеозойские осадочные толщи, которые испытали мощные процессы

гидротермальной переработки. Часть из 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. 2).

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 назад) на юге по позднюю пермь – ранний триас (около 265–245 млн лет назад) 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 с возрастом 264 млн лет [12]. В результате этого между ВЕП и ЗСП была сформирована Уральская орогенная структура, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных зон складчатости, местами осложненных трансформными разломами.

Минерально-сырьевой потенциал Урала характеризуется месторождениями различного типа, закономерно расположенными в пространстве и во временном интервале их становления (рис. 2). Распределение рудных элементов в зоне сочленения литосферных плит можно показать на примере эволюции месторождений колчеданного типа, которые широко развиты в регионе.

Так, доколлизийный этап развития Уральского пояса отмечен проявлением интенсивных гидротермальных, а иногда и скарновых процессов, формирующих в осадочном чехле ВЕП скопления колчеданных, медно-скарновых, ванадий-железо-медных, скарново-магнетитовых, меднопорфировых 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 железо-марганцевым оруденением [7]. На этом этапе процессы закрытия Палеоуральского океана носили характер отраженной тектоно-термальной 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 железо-скарновых 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 к 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 вулканоплутоническим ассоциациями посторогенного этапа, а также колчеданно-полиметаллические и меднопорфировые руды, пространственно совмещенные с интрузиями гранитоидов [7]. В среднем, позднем карбоне и перми наблюдалась релаксация складчатой системы, ее изостатическое выравнивание и, как следствие, внедрение больших масс палингено-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. 2).

Яркими примерами влияния экзогенных факторов на происхождение казалось бы эндогенных полезных ископаемых могут служить оловянные, 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. 3). 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, ПалоЛены, ПалеоВиллюя и ПалеоОленека 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 (т.е. на востоке Сибирской платформы) таким путем накопилось не менее 12–15 км терригенных (в том числе дельтовых и русловых) осадков, начиная с девона (но в основном с карбона) до юрского возраста.

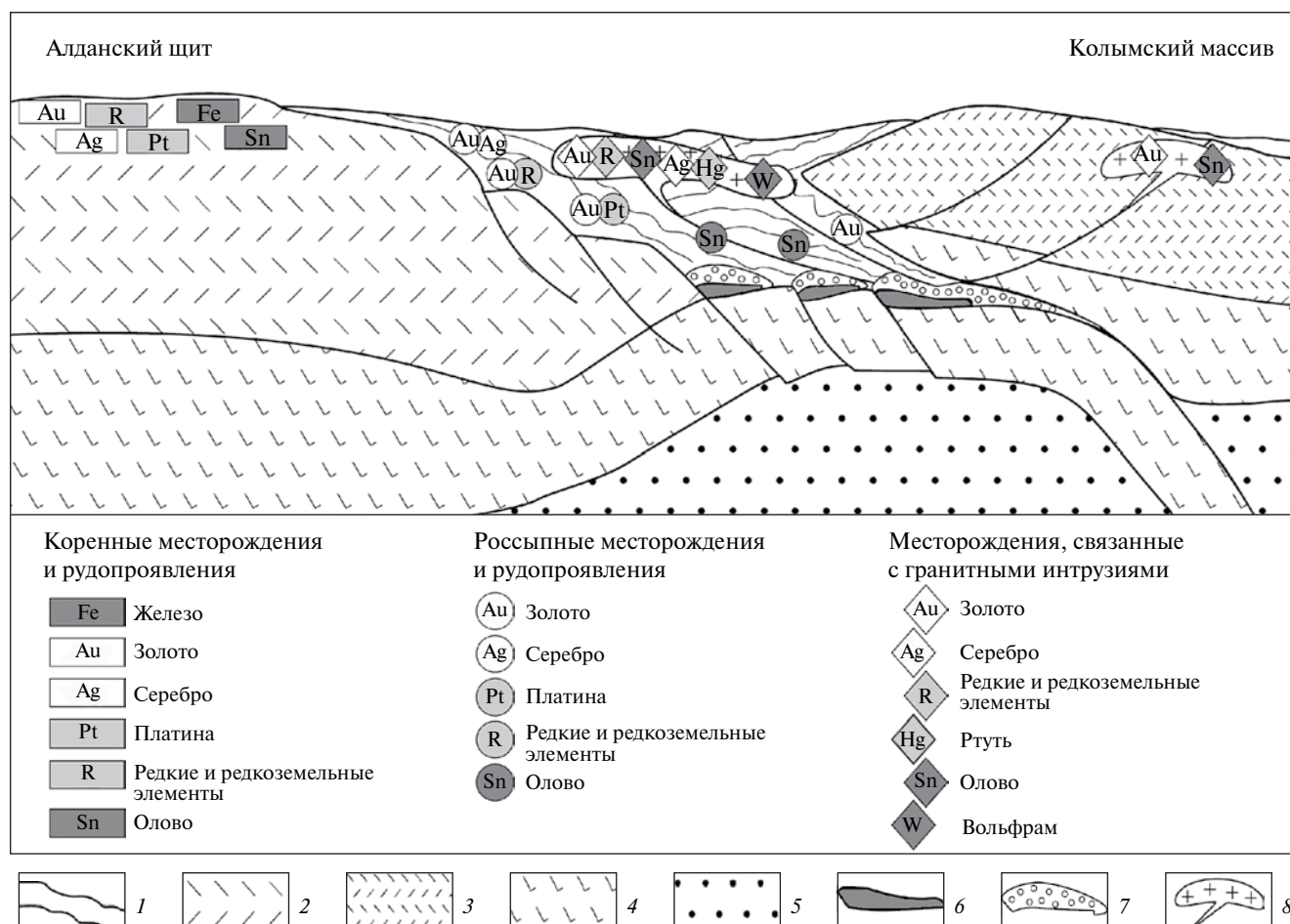


Рис. 3. Схема металлогенической зональности восточной части Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой зоны: 1 – толщи осадочного чехла; 2 – континентальная кора Сибирского кратона; 3 – вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа Колымского аккреционного массива; 4 – подкорковая литосфера; 5 – мантия; 6 – магматизм основного состава; 7 – области плавления и ремобилизации осадков; 8 – интрузивные комплексы гранитоидного состава.

В середине мезозоя сближение Колымского массива с Сибирской платформой продолжилось, а Восточно-Сибирский океан стал сужаться. Его закрытие в середине мезозоя сопровождалось смятием всей накопившейся до этого времени окраинно-континентальной мощной осадочной толщи и ее надвиганием на Сибирскую платформу. В результате этого мелкие аккреционные террейны островодужного типа были спаяны поясами гранитоидных батолитов и перекрыты вулканоплутоническими поясами.

Под давлением Колымского массива, подмявшим останец литосферы Восточно-Сибирского палеоокеана и край Сибирского кратона, в океанической литосфере должны были возникнуть поперечные трещины растяжения. По ним из мантии в низы осадочной толщи внедрились базальтовые расплавы (рис. 3), плотность которых приблизительно равна 2.8 г/см^3 , что существенно выше средней плотности осадков $2.45\text{--}2.7 \text{ г/см}^3$. По этой причине базальты могли внедряться только в нижнюю часть осадочного разреза.

Температура базальтовых магм на глубинах порядка 12–15 км достигает $1350\text{--}1400 \text{ }^\circ\text{C}$, тогда как температура плавления водонасыщенных осадков на этих же глубинах не превышает $700\text{--}750 \text{ }^\circ\text{C}$. Отсюда следует, что осадки рассматриваемой толщи на контакте с горячими базальтовыми магмами должны были плавиться. В результате термальных преобразований их плотность и вязкость существенно снижалась, и далее они внедрялись в верхние структурные этажи в виде гранитоидных интрузий и диапиров. Средний состав этих гранитоидов меняется от гранит-порфиров до липаритов и соответствует средним составам осадочных пород Верхояно-Колымской складчатой зоны. Сопутствующим магматизму гидротермальные процессы приводили к переходу некоторых рудных элементов в пневматолито-гидротермальные растворы, которые поднимались вверх совместно с гранитными интрузиями. В результате возникала характерная рудная специализация гранитоидов и соответствующих им гидротермальных проявлений. В северной части Верхояно-Колымской складчатой зоны, куда

в основном сносились осадки с Анабарского щита, развита оловорудная и тантал-ниобиевая минерализация. На юго-востоке, в области сноса осадков с Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья, наблюдаются преимущественно золоторудные проявления.

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 [27]. 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. 3), развито золото(сульфидно-, карбонатно-) -кварцевое, реже золото-редкометалльно-кварцевое оруденение с висмутовой и иной минерализацией [27].

Металлогеническая эволюция Верхояно-Колымской складчатой системы позволяет нам 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 месторождением, 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 [2, 26] 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. Сегодня шельф Баренцева моря представляет собой крупный нефтегазовый бассейн, в котором, по данным целого ряда авторов [6, 25], наиболее вероятными нефтематеринскими комплексами для первично-миграционных углеводородов (УВ) являются верхнедевонско-раннепермские отложения. Проявление позднепермского-раннетриасового (257–228 млн лет назад) и позднеюрско-раннемелового (159–131 млн лет назад) син- и постколлизийного магматизма в регионе привело к тому, что в нефтематеринские толщи внедрялись огромные массы базальтоидов, образующих послойные тела (силлы) в нижней части осадочного чехла [28]. Э. В. Шипилов в своих работах отмечает [29], что формирование Штокманского 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. Получается, что в природе при определенных условиях может функционировать огромный по масштабам и мощности проявления процесс термической сепарации нефти и ее разделение на газоконденсатные и битумные залежи, широко развитые в регионе.

Похожие, но несколько в другом виде, процессы должны были протекать в осадочном чехле древней Сибирской платформы, когда водонасыщенные нефтематеринские осадочные толщи рифея, словно крышкой кастрюли, 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 связано с процессами магматизма и гидротермальной

деятельности и, как правило, формируется 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 на механизме ремобилизации рудосодержащих осадков, их совместном переносе в верхние структурные этажи складчатой системы и формировании рудоносных вулканоплутонических ассоциаций.

Параллельно с вопросами рудогенеза в зонах поддвига плит удалось приблизиться к решению проблемы абиогенного генезиса углеводородов и полагать вслед за [18, 19], что подавляющее большинство из них не имеют отношения к мантийным источникам. По нашим представлениям, весь абиогенный метан и водород образуются при гидратации пород основного и ультраосновного состава океанической литосферы в коровых условиях зон рифтогенеза и субдукции.

Работа выполнена в рамках Государственного задания № 0149-2016-0002, а в части, касающейся образования сульфидов и окислов металлов – гранта РНФ № 14-5000095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антипин В.С., Макрыгина В.А.* Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2006. 130 с.
2. *Вассерман Б.Я.* Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции на начало XXI в. // *Геология нефти и газа.* 2001. № 2. С. 10–16.
3. *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А. И.* Книги 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 527 с.
4. *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.
5. *Жариков В. А.* Избранные труды. В 2 томах. М.: Наука, 2011. Т. 1. 422 с.
6. *Клубов Б.А., Кораго Е.А.* О природе жидких битумов севера Новой Земли // *Докл. АН СССР.* 1990. Т. 315. № 4. С. 925–928.
7. *Контарь Е. С.* Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. 199 с.
8. *Конторович А. Э.* Очерки теории нафтидогенеза: Избранные статьи. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 545 с.
9. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
10. *Маракушев А.А., Панеях Н.А., Маракушев С. А.* Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. М.: ГЕОС, 2014. 184 с.
11. *Маракушев А.А., Панеях Н.А., Русинов В.Л. и др.* Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // *ГРМ.* 1998. Т. 40. № 3. С. 236–255.
12. *Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000.* М.: Изд-во Ин-та литосферы, 1996. 94 с.
13. *Рундквист Д.В.* (ред.) Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: Геокарт, 1999. 399 с.
14. *Рундквист Д. В.* Состояние и пути развития теоретической металлогении // *ГРМ.* 1990. Т. 32. № 6. С. 89–100.
15. *Смирнов В. И.* Металлогения. Избранные труды. М.: Наука, 1993. 175 с.
16. *Смирнов С.З., Кулик Н.А., Литасов Ю.Д. и др.* Основные понятия минералогии и процессы минералообразования. Учебное пособие. Новосибирск, 2014. 77 с.
17. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
18. *Сорохтин О. Г.* Проблемы происхождения нефти в зонах поддвига плит // *Океанология. Геофизика океана.* Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 377–383.
19. *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.
20. *Сорохтин О.Г., Чилингар Дж. В. Сорохтин Н. О.* Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М.–Ижевск: Изд-во “Институт компьютерных исследований”, 2010. 751 с.
21. *Старостин В. И.* Основные геолого-металлогенические периоды в эволюции Земли // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.* 1996. № 4. С. 19–27.

22. *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.
23. *Старостин В.И., Сорохтин О.Г.* Эволюция Земли и металлогения // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 64–76.
24. *Тварчелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985. 160 с.
25. *Федоровский Ю.Ф.* Перспективы нефтегазоносности карбонатных верхне-среднепалеозойских отложений на российском шельфе Баренцева моря. Автореф. канд. дисс. М. 2007. 27 с.
26. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
27. *Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. Т. 40. № 11. 1999. С. 1635–1645.
28. *Шипилов Э.В.* О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестн. МГТУ. Т. 1. № 3. 1998. С. 97–104.
29. *Шипилов Э.В.* Позднемезозойский магматизм и Кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
30. *Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. Л.: Недра, 1987. 231 с.
31. *Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry. Springer, 2009. 285 p.

Laws of Ore Genesis of Subduction Zones

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

The article deals with and justify questions of multistage mechanism of the Earth's crust enrichment of ore elements in subduction zones. We discuss some of the physical and chemical parameters of metamorphism and hydrothermal transformation of structural – material complexes in these areas. For example, metallogeny of Ural and Verkhoyansk-Kolyma fold belts shows the spatiotemporal patterns of ore genesis.