

Условия формирования железисто-кремнистых формаций (Среднеприднепровский мегаблок)

© О. В. Усенко, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 11 июня 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Основую існуючих гіпотез утворення залізистих формацій є ствердження, що форма знаходження заліза залежить від умов на глибині накопичення осаdів. На прикладі зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблока Українського щита показано, що склад вулканогенних і залізистих порід на поверхні задано послідовністю фізико-хімічних взаємодій на покрівлі шару часткового плавлення.

Ключові слова: залізисті формації, архей, зеленокам'яні структури, фізико-хімічні взаємодії, палеогеодинамічний процес, гідротермальне рудовідкладення, потужність літосфери.

Введение. Докембрийские железистые формации образовывались практически синхронно на разных континентах. Их изучение перспективно для реконструкции палеотектонических обстановок архея—палеопротерозоя. Поскольку в это время происходило образование коры и мантии, гидро- и атмосферы, то связь между этими глобальными процессами представляется закономерной.

За последние десятилетия изменились представления о роли глубинных процессов. Уже не вызывает сомнения утверждение, что источником вещества и тепла для магматических, эксталяционных и гидротермальных событий является слой частичного плавления, который формируется при крупномасштабных перемещениях разогретого мантийного вещества на меньшие глубины. Механические напряжения, возникающие при таком перемещении мантийных масс, вызывают разнообразные динамические процессы в земной коре, тектоническую активность. Плавление и кристаллизация, перемещение вещества, высокоамплитудные тектонические движения поверхности (горизонтальные и вертикальные), магматическая и сопутствующая гидротермальная активность, а также погружение холодных блоков коры повторяются в процессе одной активизации — геодинамического процесса, связывающего мантию, кору и поверхность [Богатиков и др., 2010].

Активизации могут быть неоднократными на одной территории.

В работах [Украинский ..., 2005; Усенко, 2014б] была обозначена связь между составом железистых, вулканогенных и сланцевых пластов. Поскольку задачей работ являлось определение мощности литосферы, то физико-химические взаимодействия, приводящие к образованию железистых формаций, рассматривались вскользь. Настоящая статья — первая из цикла, посвященного условиям железнакопления. Ее цель — восстановление глубинного геодинамического процесса, состава расплава и флюида, формирующихся в мантии, а также физико-химических взаимодействий, которые обусловили образование специфических железистых формаций, приуроченных к зеленокаменным структурам (ЗКС) Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ) Украинского щита (УЩ).

Время формирования железистых формаций. Разделение железистых и вулканогенно-осадочных формаций определено различиями в их составе [Железисто-кремнистые ..., 1978, 1991; Бордунов, 1983 и др.]. Согласно мнению Я. Н. Белевцева и В. М. Кравченко, существует пять уровней железнакопления [Железисто-кремнистые ..., 1991], каждому из которых соответствует своя формация. Восстановление глубинных процессов докембрия [Украинский ..., 2005] аргументирует выделение трех желе-

зистых формаций. Уровень до 3,3 млрд лет не рассматривается, а белозерская формация как самостоятельная не вводится. Поскольку главным признаком формации считается вещественный состав, то в данном исследовании используется разделение на железисто-кремнисто-вулканогенную (ЖКВ), железисто-кремнисто-сланцевую (ЖКС) и железисто-кремнисто-карбонатную (ЖКК). В Конкско-Белозерской структуре можно провести четкую границу между ЖКВ формацией первого уровня и ЖКС второго, а в Криворожско-Кременчугской зоне (ККЗ) — между ЖКС и ЖКК третьего уровня.

ЖКВ формация связана с ЗКС. Их образование на СПМБ УЩ начинается 3,14 (3,3?) млрд лет назад и продолжается до 2,8 млрд лет. Относительно мощные железистые пласты в разных структурах появляются в разное время, т. е. связаны с разными этапами формирования ЗКС. Криворожская или ЖКС формация является частью криворожской серии (без гданцевской свиты). Необходимо отметить, что к белозерской серии, согласно работе [Стратиграфические ..., 1985], относятся породы, образованные как при формировании ЗКС, так и более поздние — синхронные осадконакоплению в ККЗ. По мнению автора, в Конкско-Белозерской структуре представлены два яруса, накопившиеся до 2,8 млрд лет, а также третий ярус (согласно классификации в работе [Бордунов, 1983], синхронный криворожской серии [Украинский ..., 2005]. Так, в Конкском районе на Юльевском, Южном и Промежуточном участках представлены архейские железистые пласты, связанные с ЖКВ формацией [Железисто-кремнистые ..., 1978], а железистые пласты Веселянского и Кирпоткинского участков образованы после 2,65 млрд лет синхронно с ЖКС формацией. Эти формации имеют все признаки криворожской: многопластовое ритмическое строение железорудных свит; отчетливую аутигенно-минеральную зональность пластов железистых кварцитов; резкое обособление среди них подгоризонтов, почти полностью состоящих из кремнезема и оксидов железа — джеспилитов [Железисто-кремнистые ..., 1991]. Затем происходит перерыв в осадко-накоплении, фиксирующийся в несогласии между саксаганской и гданцевской свитами в ККЗ, курской и оскольской сериями в бассейне Курской магнитной аномалии (КМА). После перерыва образуется формация, которую называют гданцевской, итабиритовой, либо ЖКК.

К настоящему времени многие исследователи придерживаются мнения, что возраст новокриворожской, скелеватской и саксаганской свит криворожской и курской серии находится в пределах от 2,65 — 2,59 до 2,2 млрд лет. Формирование гданцевской и глееватской свит в ККЗ, а также оскольской свиты в КМА, относящихся к ЖКК формации, происходит около 2,05—1,9 млрд лет назад [Глубинное ..., 2010; Железисто-кремнистые ..., 1991]. В это время образованы породы ЖКК формации Голованевской шовной зоны (Молдовский, Слюсаревский и другие участки), в составе которых широко представлены мраморы и кальцифиры.

Относительный возраст формаций до сих пор является предметом дискуссии. Некоторые авторы, отрицая информативность определенных абсолютного возраста, считают породы Побужья, метаморфизованные в гранулитовой фации, самыми древними [Лазько и др., 1975]. По мнению автора настоящей статьи, использование степени метаморфических преобразований в качестве признака, однозначно указывающего на относительный возраст пород, неверно, так как метаморфизм — процесс преобразования пород под воздействием тепла и вещества. Степень преобразования породы зависит от температуры и давления (общего и парциального флюида) на глубине ее залегания в момент максимального прогрева. Другими словами, степень метаморфизма пород, в настоящее время залегающих вблизи поверхности, зависит от глубины их погружения в момент существования слоя частичного плавления в коре, а также последующих вертикальных тектонических движений, а не от возраста. Это доказано многочисленными реконструкциями *PT*-условий и времени метаморфической эволюции. Исследования проводятся с использованием точных микроаналитических методов определения *PT*-параметров минералообразования (см., например, [Kozlovskaya et al., 2002]).

В настоящей статье (предлагаемом цикле статей) время появления пород соответствует их абсолютному возрасту по работам [Геохронология ..., 2005, 2008]. Не менее важным критерием является вещественный состав формаций, их структурные и текстурные особенности. Впервые использование этого критерия предложено в работе [Железисто-кремнистые ..., 1991].

Гипотезы формирования железистых пород. Существует несколько общепризнанных гипотез формирования железистых пород. Терригенно-осадочная и аккумуляционные гипотезы базируются на отложении железа из внеш-

него источника. Согласно вулканогенно-осадочной гипотезе, вынос и накопление кремнезема и железа в придонном слое осуществляется за счет гидротермального (фумарольного) процесса [Железисто-кремнистые ..., 1978]. Мнение об эндогенном происхождении железистых пород, которое обосновывается в настоящей статье, ранее высказывалось в работах Р. Я. Белевцева [Belevtsev, 1996].

Разнообразие гипотез вызвано объективными причинами. В ЗКС СПМБ связь между вулканогенными и железистыми пластами проявлена очень отчетливо. Один из главных признаков архейских железистых формаций — ритмическое чередование тонкополосчатых железисто-кремнистых отложений с тонкими туфогенными сланцами и вулканогенными слоями. Образование подобных формаций могло происходить исключительно при чередовании вулканического и эксгалационного процессов [Железисто-кремнистые ..., 1978]. Однако условия формирования железистых пород исследовались преимущественно на примере ЖКС формации как наиболее продуктивной. В ККЗ магматические породы развиты незначительно, поэтому связь глубинного геодинамического процесса и отложений железистых пород не столь очевидна.

Существенным достижением терригенно-осадочной гипотезы стало использование термодинамической модели устойчивости соединений железа при изменении окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотности-щелочности (pH) в PT-условиях поверхности [Гаррелс, Крайст, 1968]. Eh и pH характеристики среды накопления железа связывались с глубиной, соленостью водоема, окислением бактериями и другими факторами, обуславливающими изменение содержаний осадкообразующих компонентов, а также условий в придонном слое. В дальнейшем это направление было развито в аккумуляционно-биогеохимической гипотезе Ю. П. Мельника [Мельник, 1986]. Им были установлены особенности миграции и осаждения железа и кремнезема, диагенеза и метаморфизма железисто-кремнистых осадков, рассмотрены все мельчайшие детали процесса, проведен энергетический анализ всех его стадий. Исследования Ю. П. Мельника были учтены и другими авторами. В последней редакции терригенно-осадочной гипотезы считалось, что до начала формирования ККЗ (до 2,5 млрд лет) железо находилось в морской воде в растворенном состоянии [Железисто-кремнистые ..., 1991]. Морские воды были слабовосстановленными

(Eh порядка $-0,2$ В) и имели близкую к нейтральной кислотную реакцию ($pH = 6,4$). На рубеже архея и протерозоя появился свободный кислород, это привело к окислению железа и выпадению его в осадок ($Eh = 0$ В, понизился до 5,4). В относительно короткий промежуток времени железо было удалено из морской воды, поэтому его отложение в сопоставимых масштабах в дальнейшем не происходило. После следующего рубежа (около 2 млрд лет) значения Eh приблизились к 0,7 В, а $pH = 8$, что соответствует современным. Окисление атмосферы привело к сокращению отложений в осадках восстановленных минералов: графита, серы, карбонатов, сульфидов. Ни Я. Н. Белевцев, ни Ю. П. Мельник не отрицали существования прямой или косвенной парагенетической связи железистых пород с вулканитами, однако, в чем она выражена — не конкретизировали и в дальнейшем ее не учитывали. В качестве главного возражения необходимо отметить, что существование железа, растворенного в воде в ионной форме, возможно при $pH < 4$ [Гаррелс, Крайст, 1968]. Поэтому достаточно трудно представить его "растворение" в воде океана (даже ультракислого) в PT-условиях поверхности.

Поскольку типичные железистые формации свойственны докембрию, то и закономерности их образования связывались с эволюцией атмосферы, океана, условий осадконакопления на ранних этапах развития Земли. Осаждение терригенных осадков контролировалось законами механической дифференциации, а железистых формаций — химической. Поэтому считалось, что форма нахождения железа, состав железистых и сопутствующих пород определяются тремя факторами:

- содержанием аморфного кремнезема, карбонатной и сульфидной фаз, которое зависит от глубины моря, океана;
- окислительно-восстановительным потенциалом в месте отложения осадка, который зависит от содержания кислорода, жизнедеятельности микроорганизмов;
- кислотностью—щелочностью, которая определяется соотношением в воде ионов хлора и натрия.

Таким образом, и термодинамическое моделирование процессов железнакопления предполагало установление условий, благоприятных для осаждения железа из водного раствора в окисной, силикатной либо карбонатной форме при $T = 25$ °С и $P = 1$ атм. Присутствие в железистых пластах оливина, граната, пи-

роксена связывали с наложенным метаморфизмом.

На самом деле в этих гипотезах больше общего, чем кажется на первый взгляд. В их основе лежит утверждение, что форма нахождения железа зависит от условий *на глубине осадконакопления*, а закономерное изменение состава железистых пластов обусловлено направленным изменением состава гидро- и атмосферы.

Очевидно, привязка процессов формирования железистых формаций к условиям поверхности была predetermined отсутствием в то время информации об образовании глубинных расплавов и эксгаляций, роли флюида в этих процессах. Накопление геолого-аналитической и экспериментальной информации привело к качественному скачку. Объект поиска источников вещества и энергии геодинамических процессов сместился в мантию, а в последнее время — к границе мантии и ядра. Необходим пересмотр гипотез формирования железистых формаций, который обусловлен развитием представлений о мантийной составляющей геодинамических процессов.

Современное гидротермальное рудоотложение. За последние десятилетия накоплен и аналитический материал об отложении железистых осадков в современных континентальных рифтах (например, Красного моря), срединно-океанических хребтах Атлантического (САХ) и Тихого океанов, позволивший существенно конкретизировать и условия осадкообразования на дне морей и океанов.

Аномалии содержания рудных компонентов (поле Ашадзе, САХ) вызваны растворами повышенной плотности, отделяющимися от гидротермальных кратеров в виде плюмов. Распространение аномалий (в частности, марганца и железа) связано с придонными течениями. В пределах гидротермальных полей по характеру разгрузки выделяется три типа источников, детально изученных на примере поля Логачев-1: а) гидротермальные кратеры с растворами повышенной плотности, "стелющимися" по дну при температуре 293—343 °С; б) отдельные сульфидные трубы, служащие зонами разгрузки высокотемпературных (324—348 °С) гидротермальных растворов отдельных источников невысокой плотности с ярко выраженной восходящей струей; в) зоны диффузионной разгрузки прозрачных "мерцающих" растворов, обедненных растворенными компонентами (5—20 °С). Максимальные концентрации рудных элементов в придонных водах поля Ашадзе-2 обнаружены в 30—90 м от дна и коррелируют

с аномалиями мутности, положительными аномалиями температуры и солености на нижнем горизонте латерального рассеяния, сформированном за счет разгрузки из гидротермального кратера. Более тяжелые минерализованные растворы кратера формируют плюмы и придонные аномалии растворенных рудных компонентов [Каминский, 2009].

В гидротермальном поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта в течение 26 тыс. лет отложилось 2,7 млн т руды. Гидротермальная деятельность протекает циклически: 3—6 тыс. лет активности сменяются 6—8 тыс. лет покоя [Лисицин и др., 1990].

Еще один пример — современное гидротермальное рудообразование в рифте Красного моря [Эмери и др., 1974]. Распределение температур и солености фиксирует несколько этажей, между которыми существуют относительно маломощные переходные зоны. Температура поверхностных вод колеблется от 26 до 30 °С, соленость — от 37 до 40 ‰. Ниже зоны 100—400 м и выше слоя термальных рассолов вода однородна, ее температура — 22 °С, общая соленость — 40,6 ‰, содержание растворенного кислорода — 2,0 мл/л. Во впадине Атлантис-II нормальная морская вода в пределах 25 м переходит в промежуточный слой рассолов, расположенный ниже 2009 м. Этот слой однороден, его температура — 44,2 °С, соленость — 123 ‰, растворенный кислород практически отсутствует. Ниже второго переходного слоя мощностью 5 м, начиная с глубины 2042 м, находится главное скопление термальных рассолов. Средняя температура составляет 56,5 °С, соленость — 257 ‰, растворенный кислород отсутствует. Разброс температур в верхней части нижнего слоя рассолов свидетельствует о конвекционных течениях над неоднородным источником тепла, расположенным на дне впадины. Во впадине Атлантис рассолы содержат 92,6 г/кг Na⁺ и 156,03 г/кг Cl⁻, близкие значения во впадине Дискавери, что почти в 10 раз выше содержания в воде океана. Не только термальный характер, но и состав рассолов (отношение металлов к хлору, а также изотопные характеристики) показывают, что рассолы Красного моря не могли возникнуть в результате эвапоритизации поверхностных вод.

Средняя скорость отложения рудоносных осадков — 0,40 м/10³ лет, максимальная — 0,63 м/10³ лет. Карбонатные осадки накапливаются со скоростью 0,08 м/10³ лет, обломочные силикатные осадки — 0,02 м/10³ лет. Фаза гидротермальной деятельности началась 12 тыс.

лет назад и продолжается до настоящего времени. Более древний этап (20 тыс. лет назад) рудоотложения зафиксирован за пределами рассолоносных впадин.

Не менее важен состав накапливающихся осадков. Обломочная фация представлена за пределами рассолоносных впадин. На дне у границы с водной толщей залегает железисто-монтмориллонитовая фация, сложенная глинистым веществом, оксидами железа, примесью сфалерита. Фация гетита и аморфных оксидов относится к геотермальным отложениям. Ее мощность составляет 1 м во впадине Атлантис и 4 м — во впадине Дискавери. Гетит образует сферулы размером 1—30 мкм. Слой существенно гетитовых осадков мощностью 1 см наблюдается на расстоянии 150 км от рассолоносных впадин. Зафиксирован переход гетита в гематит. Сульфидная фация образует один пласт во впадине Атлантис (1,74 м). Также зафиксированы мангансидеритовая, ангидритовая и манганитовая фации.

Из описания следует два положения:

- активность кислорода в месте формирования осадков не связана с его содержанием в морской воде, а степень окисления и форма нахождения железа не определяется составом вод современного океана;
- состав осадочных фаций зависит от удаления от места разгрузки гидротермальных рассолов, а не от расстояния от береговой линии.

Авторы работы [Эмери и др., 1974] делают однозначный вывод: рудные осадки Красного моря — типичные гидротермальные образования, характерные для жильных месторождений. Нахождение их в виде пластов обусловлено разгрузкой металлоносных рассолов, поступающих из магматических пород по системе трещин на дно глубоких морских впадин. Растворы распространяются равномерно в стороны в нижних слоях толщи морской воды.

Таким образом, главным источником вещества являются гидротермальные рассолы. На многочисленных примерах показано, что гидротермальные растворы современных рудообразующих систем имеют коровые и мантийные источники тепла и эндогенной части вещества см., например, [Бычинский и др., 2004]).

Физико-химические взаимодействия и геодинамический процесс. Существует ряд терминов, смысл которых в геофизике, петрологии и литологии несколько различен. В данном исследовании под формацией понимается совокупность вулканогенных, сланцевых и железистых пород ЗКС СПБ, залегающих после-

довательно. Они образованы до 2,8 млрд лет. В работе [Бордунов, 1983] указано, что ЗКС СПМБ сложены четырьмя формациями двух ярусов, в работе [Бобров и др., 2000] эти ярусы названы толщами. Термин "формация" применяется и для совокупности железистых пород, как в работе [Железисто-кремнистые ..., 1991]. Тогда породы ЖКВ формации являются составной частью вулканогенно-осадочной формации (толщи), слагающей ЗКС СПМБ. Неоднозначность толкования, существующая в используемых источниках, перенесена в настоящую статью, однако общего смысла не искажает.

В геофизике термин "астеносфера" обозначает слой, характеризующийся аномальными свойствами. Поскольку главный объект исследования — вулканогенные и эксгаляционные породы, образованные из расплава и/или флюида, то в настоящей статье под "астеносферой" понимается слой, содержащий расплав. Его количество определяется протеканием геодинамического процесса и может изменяться.

В работах [Украинский ..., 2005; Усенко, 2014б] автором предложено теоретическое обоснование методики, позволяющей определить условия дифференциации расплавов по составу магматических пород. С ее помощью можно установить размещение кровли астеносферы (мощность литосферы), поскольку химический и минеральный состав породы во многом определяется давлением и взаимодействием между расплавом и флюидом на глубине дифференциации. Изменение мощности литосферы во времени служит одним из важнейших параметров геодинамического процесса.

При разработке теоретических представлений о протекании геодинамического процесса в работе [Усенко, 2014б] используются результаты (по литературным источникам), полученные с помощью геолого-структурных, петрологических, минералогических, изотопно-геохронологических исследований, которые предполагают высокую точность определений. Однако решается обратная геофизическая задача. Результатом применения обобщенных в методике представлений является модель. В отличие от других геофизических и петрологических моделей, она базируется на геологической информации, не противоречит законам физики и учитывает химические взаимодействия. Это существенно конкретизирует именно глубинную часть палеогеодинамических построений — результат, который невозможно получить с помощью других геофизических методов. Существуют ограничения, накладываемые исходными данными

ми. Горизонтальная составляющая перемещений вещества остается за пределами возможностей метода. Исследования ограничены глубиной 250 км, так как расплавы, образованные на больших глубинах, не достигают поверхности.

Можно представить закономерности, следующие из общей термодинамической модели. Из тождества Гиббса

$$dU = TdS - PdV + \sum \mu_i dn_i$$

(U — внутренняя энергия, T — температура, S — энтропия, P — давление, V — объем, μ_i — химические потенциалы, n_i — компоненты системы) следует, что приращение внутренней энергии (dU) в системе максимально непосредственно после перемещения конечного объема частично расплавленного вещества (астенолита) вверх. Потенциальная энергия внутри системы "астенолит" увеличивается вследствие изменения ее положения, так как она перемещается в поле значительно меньших "нормальных" давления и температуры.

По комплексу признаков в работе [Гордиенко, Усенко, 2007] выделено несколько уровней, на которых дифференциация расплавов наиболее вероятна — 50, 100, 150 и 200—220 км. Остановка астенолита на выделенных уровнях может быть вызвана разными причинами. При давлениях порядка 6; 4,5; 3; 1,5 ГПа скачкообразно изменяются смесимость и состав расплава и флюида, а также температуры начала кристаллизации и, соответственно, плотность внутри астенолита.

Этап активизации соответствует времени между вынесением вещества глубинной астеносферы (астенолита) на один из обозначенных уровней. Совокупность пород, образованных из расплавов и флюидов, отделившихся на одном этапе при постоянной мощности литосферы (одном литостатическом давлении), генетически связана, так как имеет один начальный расплав.

После остановки увеличивается степень плавления (в первом приближении соответствующая изменению энтропии — dS) и объем. Осуществляется механическое воздействие на литосферу. Образуются (раскрываются) разломы, происходит вынесение расплавов и флюидов, химический и минеральный состав которых характеризует PT -условия глубины, с которой они вынесены ($P \sim 7$ ГПа и $T \sim 2000$ °С). Приращение внутренней энергии в системе "астенолит" за счет увеличения энтропии при по-прежнему высокой температуре, но уже относительно низком давлении (1,5 ГПа), максимально. Степень

плавления может быть увеличена от 1 до 30 % (по некоторым оценкам до 45 %) вследствие адиабатической декомпрессии. Потери внутренней энергии за счет работы, произведенной против литостатического давления, минимальны даже после вынесения первых порций ультраосновного расплава и флюида. Избыточная энергия может расходоваться на работу (в том числе на вертикальные и горизонтальные движения блоков коры) и эндотермические процессы (дальнейшее увеличение степени плавления, химические реакции, требующие затрат энергии).

Например, при поступлении глубинного расплава на уровень 50 км сначала появляются ультраосновные лавы. При высоком окислительном потенциале в нейтральной и кислой среде они образуют вулканогенные породы, близкие к коматиитам, при высокой щелочности — к меймечитам. В обоих случаях они сопровождаются карбонатными породами, состав которых также зависит от окислительного потенциала и щелочности. Коматиитам сопутствуют брейнеритовые слои, а щелочным ультраосновным породам — типичные карбонатиты.

Астеносфера представляет собой слой значительной мощности. В фанерозое — 50 км, в архее намного больше. Согласно представлениям автора, обоснованным в работах [Украинский ..., 2005; Усенко, 2014б], на кровле астеносферы вследствие притока смеси легкого расплава и флюида формируется относительно тонкий слой сегрегации жидкости, представляющий собой саморегулирующуюся систему. Протекающие в этой системе процессы обусловлены скоростями притока вещества (реагентов) к кровле, физико-химическими взаимодействиями и последующим оттоком их продуктов в виде магм и надастеносферных флюидов. Скорости скомбинированы естественным образом. Эта система является "реактором", в котором осуществляется сбор силикатного расплава (содержащего химически активные компоненты: щелочи, галогены и др.) и флюида (водного, карбонатного и др.). Здесь происходят физико-химические превращения: разрушение структур расплава, химические реакции, разделение на фазы, структуризация вновь полученного расплава. В результате дифференциации образуется расплав иного состава, из которого кристаллизуются другие минералы. Химические превращения описываются членом $\sum \mu_i dn_i$, учитывающим химические потенциалы μ_i всех активных компонентов системы n_i . Возможность протекания химической реакции определяет минимизацией свободной энергии Гиббса

при заданных температуре и давлении, структура формирующегося расплава — свободной энергии Гельмгольца в слое постоянного объема при постоянной температуре.

Слой жидкости, образующийся на кровле астеносферы, содержит огромное количество компонентов. Их участие во взаимодействиях определяется химической активностью в данных условиях (при определенных давлении, температуре, количестве каждого компонента и составе системы в целом). Все эти параметры связаны между собой.

Из расплава астеносферы извлекаются и последовательно выносятся к поверхности соединения, некогерентные для данных условий, т. е. те, которые не могут входить в структуры минералов, кристаллизующихся при данном литостатическом давлении. В архее это железо, базальтоидные компоненты (кремнезем, глинозем, кальций), а также хлор, щелочные элементы. Главный некогерентный элемент, от которого избавляются внутренние оболочки в архее — кислород. Поэтому все физико-химические взаимодействия в мантии протекают при высоком окислительном потенциале. Магний и хром входят в состав наиболее распространенных мантийных минералов. В архейских расплавах они активны исключительно вследствие высокого окислительного потенциала.

В присутствии воды в широком диапазоне давлений (от 0,5 до 9 ГПа) вместо энстатита образуются форстерит и насыщенная кремнеземом и паром жидкость [Шинкарев, Иванников, 1983]. При давлении 3 ГПа температура водонасыщенного солидуса — 1375 °С, а количество воды, насыщающей форстеритовый расплав, составляет 27 мас. % (74,3 мол. %). Для диопсидового состава положение водонасыщенного солидуса — 1265 °С, а содержание воды в расплаве 21,5 мас. % и 74,4 мол. %. Оливин кристаллизуется в расплаве астеносферы и остается в мантии, а насыщенная водным флюидом и кремнеземом жидкость выносится к поверхности. В присутствии хлора происходит экстракция железа из расплава и вынесение его к поверхности в составе хлоридных комплексных соединений.

Продукты отводятся вверх — в кору и на поверхность. Энергия тратится на работу по образованию проницаемых зон и перемещению порций образующегося вещества вверх, горизонтальные и вертикальные тектонические движения. Температура внутри астеносферы падает. Несомненно, присутствует опускание холодных блоков коры в астеносферу, что также

приводит к изменению ее состава и охлаждению. Плавление сменяется кристаллизацией, осуществляется кристаллизационная дифференциация. Состав кристаллизующихся минералов определяется фазовой реакцией подобного по составу расплава при соответствующем давлении. В разрезе вулканогенные коматииты сменяются пикритами, затем — базальтами. Если астеносфера располагалась под корой, то вследствие кондуктивного прогрева, а также подъема по трещинам высокотемпературных расплавов и флюидов, возникает слой плавления в коре. Подробная схема процесса, протекавшего в архее на СПМБ УЩ, приведена в работе [Усенко, 2014 а].

Предложенная модель предполагает, что состав флюида также определяется физико-химическими процессами на кровле астеносферы. Эти флюиды могут быть водно-силикатными, карбонатными, углеводородными и др. Их фазовое состояние (флюид, пар, гидротермальный раствор, рассол) изменяется по мере продвижения к поверхности.

На поверхности гидротермальные рассолы мало взаимодействуют с водами океана (моря) и остывают столь быстро, что почти единственным существенным процессом является их выпадение с образованием гелевидного осадка, состав которого в основном определен на глубине отделения флюида. Таким образом, три фактора, определяющих форму нахождения железа в пластах (количественные соотношения компонентов и Eh- и pH-условия на глубине отложения осадков), заданы физико-химическими взаимодействиями, протекающими на кровле астеносферы.

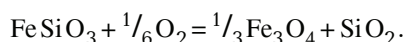
Отражение геодинамического процесса в составе железистых пластов. Железистые пласты можно представить как смесь силикатных и/или карбонатных пород с железистым амфиболом и магнетитом. Железистые кварциты сложены магнетитом и кварцем ($\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{SiO}_2$). Они отличаются от риолита полным отсутствием Al_2O_3 , от коматиита — MgO . Поэтому теоретически их можно рассматривать как аналоги вулканогенных пород, образованные из водно-силикатного или водно-карбонатного флюида, содержащего или не содержащего долю (ультра) базитового расплава.

Для описания условий формирования железистых пластов на поверхности используют реакции между минералами и флюидом. Очевидно, что написать и уравнять можно и химические реакции, в природе невозможные. Во-первых, направление и возможность протекания

реакции определяется *PT*-условиями и общим составом расплава, содержащего флюид. Во-вторых, взаимодействия между флюидом и минералами не описываются химической реакцией, так как это взаимодействия между жидкостью и кристаллом, протекающие на границе раздела фаз. Разрушение кристаллической решетки требует дополнительных затрат энергии. Химические реакции протекают в жидкости (растворе, расплаве, их смеси), т. е. осуществляются при температурах, превышающих температуру солидуса при данном давлении. Реакции между минералом и флюидом, приведенные далее, отражают состав структурных единиц расплава, формирующегося на кровле астеносферы. Сами минералы кристаллизуются на поверхности [Усенко, 2014 б].

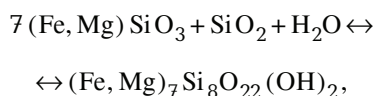
Существуют особенности поведения расплава и сопутствующего флюида, задаваемые исключительно давлением. В общем случае можно сказать, что с повышением давления окислительный потенциал, выраженный через активность кислорода, увеличивается. Эта особенность установлена Э. Б. Чекалюком [Чекалюк, 1980] и подтверждается во всех исследованных регионах [Усенко, 2014 б]. Все расплавы, образованные при $P \geq 4,5$ ГПа, сопровождаются окисленным флюидом — содержащим кислород или карбонатным. При $P \leq 3$ ГПа устойчива вода. Соотношение H_2O / CO_2 на поверхности зависит от количественного соотношения флюидов на глубине дифференциации и во многом определяет состав формирующегося расплава [Рябчиков, Гирнис, 2005].

В *PT*-условиях мантии в расплаве при высокой активности кислорода вместо структурного аналога ортопироксена формируется флюид, состав которого соответствует железистому кварциту [Мюллер, Саксена, 1980]:



Разделение фаз может происходить в условиях, близких к поверхностным [Belevtsev, 1996]. Очевидно, что если бы подобная реакция была осуществима в условиях поверхности, то ни пироксены, ни оливины магматических пород не сохранились.

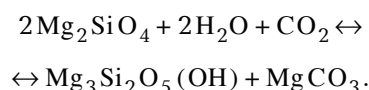
Куммингтонит может образоваться вместо ортопироксена в условиях избытка воды и кремнекислоты, что реально при $P \leq 3$ ГПа:



Экспериментально установлено, что железистость амфибола зависит от летучести кислорода (парциального давления воды).

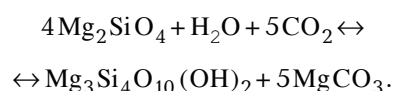
Хлорит (клинохлор) появляется при увеличении содержания глинозема и магния в жидкой фазе, т. е. при увеличении расплавной доли относительно доли флюида. Интересно представление группы хлоритов как членов изоморфного ряда, начинающегося амезитом и заканчивающегося серпентином. От амезита к серпентину падает содержание глинозема, а клинохлор ($Mg_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$) находится внутри этого ряда. Тюрингит содержит и железо. Хлоритоиды очень условно можно рассматривать как аналоги слюды, образованные при высокой активности кислорода, что определяет отсутствие (пассивность) калия и высокую активность магния. Их присутствие также служит отличительной чертой ЖКВ и ЖКС формаций, образующихся при высоком окислительном потенциале.

При избытке воды и углекислоты на поверхности образуется не дунит, а карбонат-серпентиновая порода:



Серпентинизация является процессом искажения структуры оливина, уже сформированной в расплаве. Этот процесс протекает при кристаллизации в присутствии флюида и не является химической реакцией окисления-восстановления. Поэтому он не может приводить к образованию метана, восстановленных форм металлов и др. Для этого необходимо было бы полностью разрушить структуру оливина, что возможно при температуре, соответствующей ликвидусу, так как оливин при $P < 3$ ГПа наиболее тугоплавкий минерал.

Тальк развивается по оливину при меньшей активности O_2 , но при высокой CO_2 :



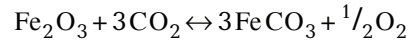
Карбонатные железистые пласты представлены магнезиально-железистыми карбонатами с магнетитом ($Fe_3O_4 + (Mg, Fe)CO_3$). Поэтому они сопоставимы с вулканогенными или экзотермальными карбонатными породами. Их состав также зависит от общего состава жидкости, сегрегированной на кровле астеносферы. В щелочной восстановленной среде образуется состав, соответствующий карбонатиту, на-

пример, Черниговского комплекса, состоящего из доломита или кальцита и содержащего ксенотенные минералы (оливин, шпинель, гранат и др.). Появление карбонатного расплава обусловлено активностью фтора. Поэтому он обогащен элементами, переносимыми в виде фторидных комплексов (Nb, Ta, Ce и др.). В щелочной среде Fe и Ca экстрагируются из силикатной фазы в карбонатную [Украинский ..., 2005; Усенко, 2014б].

В кислой и окисленной среде преобладают карбонаты железа и магния. Эти карбонатные эксплозии образованы при высокой активности хлора, что обуславливает их смесимость с водой. Самый широко распространенный элемент, активный в составе хлоридных комплексов, — железо, которое и выносится к поверхности. Особенность карбонатных пород СПМБ — распределение катионов (Mg и Fe²⁺) между водно-силикатной и карбонатной частью практически 1 : 1, что также связано с присутствием хлора и кислорода. В астеносфере происходит разделение на водно-силикатную и карбонатную фазы по плотности при снижении давления (подъеме на 50 км). Карбонаты представлены брейнеритом и сидеритом, кальцит появляется только в породах спилит-кератофир-туфовой формации (~ 3,0 млрд лет назад).

Вследствие повышения окислительного потенциала с увеличением давления должно наблюдаться возрастание доли оксидов железа в железистых пластах, образованных из глубинного флюида на этапах, когда литостатическое давление составляло ~ 3 ГПа и тем более ~ 4,5 ГПа. При меньшем давлении в составе железисто-

го пласта должна увеличиваться доля воды, карбонатной составляющей и кремнезема, так как при $P \sim 1,5$ ГПа кислород сначала связывается с кремнием, углеродом, водородом с образованием силиката (кремнезема), карбоната и воды. Например, реакция



при высоком давлении смещается влево, а при понижении давления — вправо, а кислород соединяется с водородом, кремнеземом и др.

При ближайшем рассмотрении (табл. 1) оказывается, что минеральные составы силикатных и железистых пластов, образующихся синхронно, связаны. Породы, содержащие серпентин и тремолит сопряжены с железистыми пластами, содержащими куммингтонит и магнетит. И те, и другие образуются при избытке SiO₂ и H₂O при кристаллизации на поверхности. Их избыток вызван активностью кислорода на глубине дифференциации. Чем выше располагается кровля астеносферы, тем больше доля CO₂ в составе флюида. Это отражено и в силикатных пластах, где серпентин сменяется тальком. В железистых породах увеличивается доля карбоната.

Влияние литостатического давления на формирование расплавов, образующих вулканогенные и железистые породы ЗКС СПМБ. Если эволюцию состава вулканогенных и железистых пород каждого этапа можно описать в виде последовательности физико-химических взаимодействий на кровле слоя с постоянными T и P , то утверждение, что расплав и флюид, переносящий железо, имеют единый источник,

Т а б л и ц а 1. Сопоставление силикатных и железистых пород, образующихся синхронно

Мощность литосферы, км	Силикатные породы Верховцевской структуры	Железистые породы Сурской структуры
200	Карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы	Куммингтонит-магнетитовые роговики красноцветной фации
150	Хлорит-актинолитовые сланцы	Магнетитовые кварциты красноцветной фации
100	Амфиболиты, эпидиабазы и альбит-актинолит-роговообманковые спилиты	Карбонат-куммингтонитовые роговики пестроцветной фации
250 → 50	Хлорит-карбонат-тальковые; эпидот-карбонат-кварц-биотит-хлоритовые сланцы; альбититы	Магнетит-карбонатные роговики сероцветной фации
20	Граниты	

можно считать доказанным. Поэтому сначала необходимо установить мощность литосферы (PT-условия в слое на кровле астеносферы, где протекают физико-химические взаимодействия) на каждом этапе единого геодинамического процесса.

В работе [Украинский ..., 2005] автором показано, что магматические породы, слагающие ЗКС СПМБ, образованы в процессе активизации в период от 3,3 до 2,8 млрд лет. Также проведена корреляция разрезов всех ЗКС СПМБ. Можно выявить как минимум 16 отдельных этапов, на каждом из которых происходило отложение вулканогенных, сланцевых и железистых пластов. В Сурской и Верховцевской структурах железистые пласты незначительной мощности образуются на всех этапах, тогда как в Конкско-Белозерской и Чертомлыкско-Соленовской отложение относительно мощных железистых пластов приурочено к определенным этапам развития.

В архее астеносфера в мантии существовала, скорее всего, изначально. Внутри нее происходило крупномасштабное конвективное течение вещества, что приводило к изменению расположения ее кровли и утонению литосферы. Уменьшение мощности литосферы было связано с адвективной ветвью конвективных течений, обеспечивающей подъем вещества с глубин, соответствующих давлению не менее 7 ГПа, на перечисленные уровни.

При описании железистых формаций часто используют термины "трансгрессивный" и "регрессивный" циклы [Бордунов, 1983 и др.]. Их употребление вызвано гипотетической зависимостью гранулометрического и химического состава железистых пластов от глубины осадочного бассейна — трансгрессией и регрессией моря, океана. Смена трансгрессивного цикла регрессивным, отмеченная в обоих ярусах Сурской структуры, отчетливо выражена в составе железистых пластов, но не объясняет синхронной смены состава вулканогенных. Очевидно, смена спилитов коматиитами никак не может зависеть от глубины морского бассейна. Тогда трансгрессивный цикл соответствует утонению литосферы вследствие поступления глубинных расплавов на все более высокие уровни, а регрессивный — наращиванию ее мощности вследствие кристаллизации. Остывание также может быть вызвано контаминацией веществом коры, что объясняет появление кератофилов и туфов кислого состава в начале второго этапа. Другими словами, одна и та же территория в трансгрессив-

ном цикле является зоной спрединга (подъема глубинного расплава и утонения литосферы), а в трансгрессивном — зоной субдукции (опускания блоков коры в астеносферу и наращивания мощности литосферы). Очевидно, в данном случае употребление терминов условно, так как они не имеют тектонической нагрузки — не подразумевают горизонтальных перемещений, которые нельзя оценить с помощью данного метода.

Зависимость состава железистых пластов от глубины дифференциации расплава можно представить, используя индексы, отражающие формы нахождения железа в пластах (по работе [Бордунов, 1983]). Индекс красноцветности (O) определен как отношение окисного железа, связанного в гематите и магнетите, к закисному железу магнетита, карбонатов, силикатов. Индекс сероцветности (M + C) является суммой магнезиальности (M) и известковистости (C) пород (отражает количество карбонатов ряда сидерит—магнезит и кальцит—магнезит). Индекс кремнеземистости (Si / FMC) определяет пропорции осаждения гелей кремния и соединений Fe, Mg, Ca (вычисляется по формуле $SiO_2 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO)$).

Сопоставим форму нахождения железа в пластах **Сурской структуры** (рис. 1, 2) от глубины дифференциации расплава, соответствующей мощности литосферы в табл. 2. Номера пластов на рисунках соответствуют приведенным в табл. 2. Вариации значений индексов отражают уменьшение общего количества выносимо-

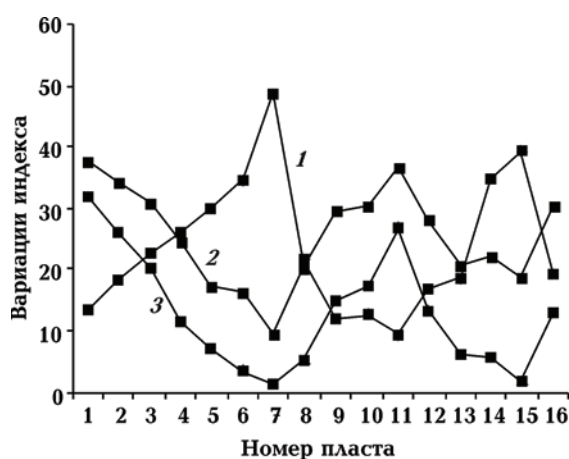


Рис. 1. График зависимости содержания железа от индекса сероцветности в железистых пластах Сурской ЗКС [Бордунов, 1983]: 1 — средний индекс сероцветности, 2 — общее содержание железа, 3 — магнетитовое железо (в %).

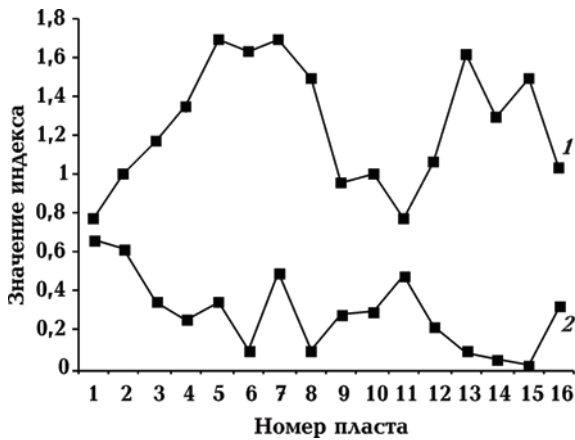


Рис. 2. График зависимости индексов кремнеземистости и красноцветности в железистых пластах Сурской ЗКС [Бордунов, 1983]: 1 — индекс кремнеземистости, 2 — красноцветности.

го железа, которое коррелирует с уменьшением содержания окисного железа от этапа к этапу (пласты 1—4, входящие в комплекс пород нижней толеитовой формации сурской свиты). Снижение окислительного потенциала связано с уменьшением глубины дифференциации расплава на первых четырех этапах. Уменьшение количества железа, связанного непосредственно с кислородом (в форме Fe_2O_3 и FeO), сопровождается возрастанием содержания карбонатной и силикатной составляющих в железистых пластах 1—4, что отражает снижение смесимости карбонатной и водно-силикатной фаз с уменьшением давления. Индекс кремнеземистости и доля карбонатного железа резко возрастают в железистых пластах, находящихся среди пород коматиитовой формации (пласты 5—8), дифференциация расплавов которой осуществляется не глубже 50 км. Максимальное содержание карбонатного железа сопряжено с появлением сульфидов (пласт 7), что указывает на резкое снятие давления (отделение карбонатной фазы) и нейтральную — кислую среду. Ассоциация $FeCO_3$ и FeS_2 устойчива при $pH = 6 \div 8$ [Гаррелс, Крайст, 1968]. Из флюидов, отделяющихся с глубины 50 км, образуются магнезиально-железистые карбонаты (сопряженные с коматиитами) — увеличивается индекс сероцветности железистого пласта, а также индекс кремнеземистости. Смесимость карбонатного флюида и флюида, содержащего гели кремнезема, в присутствии воды и хлорид-ионов увеличивается. Пласт 9 фиксирует увеличение мощности литосферы после формирования коматиитов, пласт 10 — постепенный переход к

верхней коматиитовой толще сурской свиты (второму ярусу). Индексы железистых пород пластов 11—16 указывают, что формирование происходило в ходе длительного процесса, характеризующегося неоднократным изменением расположения кровли астеносферы. Последовательный подъем (150 → 100 → 50 км) при формировании пластов 11—13 сменился дифференциацией на глубине 50 км (пласты 13, 15), а затем опусканием (пласт 16).

Изменение индексов в породах Сурской структуры полностью соответствует установленной выше зависимости формы нахождения железа от давления.

Близость состава вулканогенных пород результату плавления лерцолита [Усенко, 2014б], удовлетворительное объяснение состава железистых пластов взаимодействием с флюидом при заданном (установленном) давлении доказывает, что при формировании ЗКС условия дифференциации расплавов на всех уровнях в мантии были нейтральными — слабокислыми. Кислые условия определялись присутствием хлора, который в отдельных случаях мог быть нейтрализован натрием. Кроме того, нейтральные условия обеспечивались присутствием воды в расплавах астеносферы (выше 100 км), которая являлась растворителем. Активность хлора обуславливает и подвижность железа. Как упоминалось выше, при дифференциации расплавов архея отмечается избыток кислорода — главного окислителя на всех уровнях. Высокий окислительный потенциал объясняет активность магния, хрома, а также совместное существование углекислой фазы, силикатного расплава, содержащего воду, и оксидов железа.

В Сурской ЗКС СПМБ наблюдается корреляция изменения индексов железистых пластов и химического состава вулканогенных, что однозначно объясняется изменением давления (мощности литосферы) в геодинамическом процессе, длящемся от 3,3 до 2,8 млрд лет. Можно утверждать, что состав и распределение железистых пластов в стратиграфическом разрезе ЗКС определяется взаимодействиями между расплавом и флюидом при изменении *PT*-условий.

В **Верховцевской структуре**, как и в Сурской, железистые прослои в большей или меньшей степени встречаются во всех трех толщах нижнего яруса. Здесь выделены три главных типа железистых формаций, соответствующих формациям вулканогенных пород [Железисто-кремнистые ..., 1978]. Железисто-кремнисто-метабазитовая формация сопоставляется с нижней толеитовой толщей (метабазитовой форма-

Т а б л и ц а 2. Изменение мощности литосферы в процессе формирования ЗКС СПМБ на примере Сурской и Чертомлыкско-Соленовской ЗКС (от более ранних к более поздним). В скобках указаны номера железистых пластов, которые соответствуют работе [Бордунов, 1983], номера пачек приведены по работе [Геология ..., 1967]

Ассоциации пород Сурской ЗКС	Ассоциации пород Чертомлыкско-Соленовская ЗКС	Мощность литосферы, км
Первый ярус [Бордунов, 1983] 3,37—3,0 млрд лет		
Нижняя толеитовая толща [Бобров и др., 2000] <i>Метабазитовая формация</i> [Бордунов, 1983]		
Амфиболиты, эпидотизированные спилиты, альбит-эпидотовые сланцы (1)	<i>Нижняя чертомлыкская-амфиболитовая подсвета (Б₁¹).</i> Амфиболиты неизменные, эпидотизированные, биотитизированные	100
Тальк хлорит-актинолитовые сланцы. Магнетитовые кварциты красноцветной фации (2)	<i>Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая (Б₁²).</i> Пластовая залежь ультрабазитов	150
Амфиболиты. Амфибол-сидероплезит-магнетитовые кварциты сероцветной фации (3)	Амфиболиты (3 пачки)	100
Магнетит-карбонат-тальковые и магнетит-серпентин-тальковые сланцы с хлорит-магнетит-сидероплезитовыми кварцитами (4). Серицит-кварц-карбонат-хлорит-альбитовые роговики	Актинолит-тальковые породы с карбонатом, хлоритом, магнетитом. Биотит-кварцевые роговики (пачки 4 и 5)	50
Амфиболиты	Амфиболиты окварцованные (пачка 6)	100
Коматиитовая толща [Бобров и др., 2000] <i>Базит-ультрабазитовая формация</i>		
Железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитовые сланцы (пачка 1) (5). Серпентиниты, тальк-карбонатные (брейнеритовые) перидотиты (пачка 2) с медно-колчеданной минерализацией. Асбестоносные, магнетит-хлоритовые серпентиниты (пачка 3). Серпентиниты, талькомагнезиты и хлорит-тальк-карбонатные породы с сульфидами железа и никеля (пачка 4)	Магнезит-тальковая порода (пачка 6)	250 → 50
Амфиболиты, андезитовые порфириты (пачка 5) (6)	Амфиболиты, сланцы хлорит-роговообманковые и биотит-хлорит-плагиоклаз-кварцевые (пачки 7, 8)	100
Жильные доломиты (пачка 6) (7). Туфолавы ультрабазитов с литокластами, магнетит-хромитовые серпентиниты	Пласт ультрабазитов хлорит-актинолитовых и хлорит-тальк-актинолитовых (пачка 9)	250 → 50

Андезит-базальтовая туфолавовая [Бобров и др., 2000] <i>Спилит-кератофир-туфовая формация</i> [Бордунов, 1983]		
Кератофиры (8)	Гранат-плагиоклаз-хлорит-роговообманковые сланцы. Олигоклазиты	100—50
Железисто-магнезиальные спилитовые роговики и зеленые сланцы (9), андезитовые порфириды. Кварцевые порфиры, альбитофиры	Кератофиры. Спилиты, амфиболиты	100
Второй ярус [Бордунов, 1983] Верхняя коматиитовая толща [Бобров и др., 2000] 3,0—2,8 млрд лет		
<i>Туфо-железисто-кремнистая</i>	<i>Железисто-роговикowo-сланцевая (B₂¹)</i>	
Кератофиры и альбитофиры. Порфирит-празиниты, эпидиабазы (10)	Туфосланцы кислого состава	50—100
Карбонат-хлорит-тальковые и хлорит-актинолитовые сланцы. Альбит-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые (11)	Кварц-тальк-хлоритовые сланцы, хлорит-магнетит-карбонатные роговики. Сланцы кварц-серицитовые с хлоритом, биотитом, карбонатом, плагиоклазом	150
<i>Порфиритовая формация</i>	<i>Вулканогенная ультрабазито-туфо-спилит-кератофировая формация (B₂²)</i>	
Эпидиабазы, авгитофировые и плагиофировые празиниты (12)	Апоспилиты, апокератофиры, зеленокаменный апотуф. Хлорит-кварц-биотит-плагиоклазовые породы	100
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы. Карбонат-хлорит-актинолит-кварцевые сланцы (13)	Хлорит-актинолитовые, биотит-карбонат-хлорит-тальковые сланцы. Олигоклазит. Актинолититы, карбонат-тальковые и хлорит-тальковые роговики. Альбитит	50
Порфириды авгитофировые, плагиофировые, андезитовые эпидиабазы (14)	Апоспилиты и кератофиры	100
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы. Колчеданы (15)	Хлорит-карбонат-тальковые роговики	50
Авгитофировые плагиофировые и андезитовые порфирит-празиниты (16)	Биотит-кварц-хлорит-альбитовые андезитовые порфириды, апоспилиты, апокератофиры. Тальк-хлорит-карбонатный сланец. Кератофиры с прожилками кальцита	100

цией первого яруса) (см. табл. 2). На Восточно-Грановском участке она сложена четырьмя железистыми пластами и тремя разделяющими. Ее мощность — 800 м. Железистые пачки состоят из амфиболитов, зеленых сланцев с многочисленными прослоями малорудных магнетит-силикатных джесперов. Разделяющие пачки сложены амфиболитами и зелеными сланцами, серпентинитами (табл. 3). На участках 2—4 железистые пачки представлены малорудными магнетит-силикатными джесперами.

В метабазитовой формации первого яруса Верховцевской структуры слоистость первого порядка проявлена чередованием железистых, туфосланцевых и вулканогенных пород. Первая железистая пачка мощностью 240 м имеет

сложное строение. Тонкопластовая ритмичность вулканогенных пород, туфов и железистых слоев внутри формации может объясняться расположением кровли астеносферы на глубине 100 км. При давлении ~ 3 ГПа вещество отделяется от слоя плавления и поступает к поверхности небольшими порциями. Большая мощность литосферы во время формирования железистых пластов может объяснять сравнительно малую мощность пачек, ритмичность отделения флюидов, обогащенных железом, и расплавов. Наблюдается высокая степень дифференциации, магматические породы — спилиты. Часть расплава, разбавленная водно-силикатным флюидом (более легкая), переносит железо в виде хлоридных комплексов. Присутствует примесь

Т а б л и ц а 3. Изменение мощности литосферы при формировании железисто-кремнисто-метабазитовой формации (нижней толеитовой толщи) Восточно-Грановского участка Верховцевской структуры (от более поздних к более ранним)

Состав магматических пород Верховцевской ЗКС	Вещественный состав пород Восточно-Грановского участка	Мощность литосферы, км
Амфиболиты, эпидот-альбит-роговообманковые спилиты	Четвертая железистая пачка: амфиболиты и зеленые сланцы, переслаивающиеся с куммингтонит-магнетит-кварцевыми, куммингтонит-роговообманково-магнетит-кварцевыми джесперами. Третья разделяющая пачка: амфиболиты с прослоями зеленых сланцев (148 м)	100
Хлорит-актинолит-тремолитовые, хлорит-карбонат-тальковые. Эпидот-карбонат-кварц-биотит-хлоритовые сланцы. Альбититы	Третья железистая пачка: стильпномелан-куммингтонит-магнетитовые, родузит-кварц-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, актинолит-магнетит-кварцевые железистые породы (43 пласта джесперов мощностью 2—5 м, один пласт 22 м) Вторая разделяющая пачка: карбонат-тальковые хлорит-актинолитовые сланцы (84 м)	50
Альбит-актинолит-роговообманковые спилиты	Вторая железистая пачка: апоспилиты и зеленые сланцы, чередующиеся с роговообманково-магнетит-кварцевыми джесперами (шесть прослоев джесперов мощностью от 0,3 до 15 м)	100
Хлорит-актинолитовые и карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы	Первая разделяющая пачка: хлорит-тальковые сланцы (5 м)	150
Амфиболиты, спилиты, зеленокаменные кварц-хлоритовые туфосланцы	Первая железистая пачка: образована тонким переслаиванием апоспилитов и зеленых сланцев с роговообманково-магнетит-кварцевыми и хлорит-актинолит-магнетит-кварцевыми джесперами (12 слоев джесперов мощностью от 2 см до 6 м)	100

карбонатного флюида. В астеносфере не протекают химические реакции, приводящие к отделению несмесимого флюида. Флюид, переносящий железо, отделяется от базальтовой части расплава либо непосредственно перед подъемом, либо в его процессе, так как имеет меньшую плотность.

Во время формирования первого яруса с глубины 150 км поступает только расплав, из которого образованы серпентиниты. Эксгальции, формирующие железистые пласты, поступают с глубин 100 и 50 км.

В архее железистые породы всегда содержат силикаты. При дифференциации на 100 км это куммингтонит и роговая обманка, на 150 км возрастает доля хлорита и куммингтонита. И вулканогенные, и железистые пласты содержат смесь карбоната, магнетит и хлорит и куммингтонит. Характерно повышенное содержание магния и глинозема, концентрирующихся в хлоритоидах, при отсутствии серпентина и талька, замещающих оливин. В дифференцированных разностях появляются биотит, кварц и плагиоклаз. Преобладание двухвалентного железа однозначно свидетельствует о нейтральной—слабокислой среде, а его совмещение с глиноземом — о присутствии хлора.

Железисто-кремнисто-ультрабазитовая формация развита локально на Кудашевском участке. Она сопоставима с коматитовой (базит-ультрабазитовой) формацией. Эти две формации образуются при утонении литосферы от этапа к этапу — на трансгрессивной стадии. Малорудные силикатно-железистые джесперы (3—34 м) ассоциируют с серпентинитами и актинолититами (7—85 м).

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая (джеспилито-лептитовая) формация соответствует андезит-базальт-туфолаковой и нижней части второго яруса. Ее мощность 480—680 м. Среди железистых пород преобладают силикатные и карбонатные пачки малорудных джесперов. Лептитовые пачки состоят из очковых кварц-серицит-альбит-хлоритовых сланцев, кварцевых апокератофиров и их туфов, рассланцованных метапесчаников, безрудных джесперов. Ритмичная слоистость представлена в 45-метровой толще, состоящей из 11 слоев метапесчаников, чередующихся с 11 прослоями филлитовидных сланцев. Вероятно, она синхронна железистой толще Чертомлыкской чешуи, описанной ниже.

Ритмичность. Помимо общей закономерности смены пластов разного состава, связанной с изменением глубины дифференциации

расплава в трансгрессивном и регрессивном циклах, отмечаются более тонкие особенности строения. *Ритмичность первого порядка* проявлена в переслаивании вулканогенных или сланцевых пластов с железистыми внутри пачек.

Железистые пачки Чертомлыкской чешуи (Чертомлыкско-Соленовская структура) относятся к трансгрессивному циклу второго яруса. Они формировались на одном этапе развития, когда кровля астеносферы располагалась на глубине 150 км. Корреляция железистых пластов, свит и формаций ЗКС (см. табл. 2) однозначна, поэтому четко можно определить время их появления (символы пластов в табл. 4 соответствуют приведенным в табл. 2).

Характерной особенностью подсветы, разрез которой приведен в табл. 5, является ритмичность в чередовании близких по составу пачек и пластов хемогенных железисто-кремнистых джесперов, хемогенно-осадочных (биотит-карбонат-хлорит-кварцевых сланцев с магнетитом и куммингтонитом) и туфогенно-осадочных образований. Переходы между ними постепенные, минеральный состав железистых и осадочно-туфогенных слоев близкий. В карбонатных породах содержится до 25 % SiO_2 , что объясняется наличием в карбонатной составляющей расплава хлорид-ионов, которые экстрагируют кремний из расплава. На этом уровне ритмичности, проявленной в чередовании железистых и туфогенно-сланцевых пластов, очевидно отсутствие окислительно-восстановительных реакций между фазами. Процесс окисления является преобладающим.

Ритмичность первого порядка, проявленная в смене пластов внутри пачек, может быть вызвана перемешиванием вещества внутри астеносферы. Наличие градиента давления внутри слоя плавления обеспечивает подачу смеси вещества к кровле, где осуществляется его структуризация. Затем происходит вынесение к поверхности уже переформатированного расплава и флюида. Поступление вещества к кровле, его дифференциация и удаление повторяются многократно. Базальтоидные компоненты, избыточные для лерцолитового парагенезиса, скапливаются в силикатном расплаве. Кремнезем, вода, карбонатная фаза, а также хлоридные комплексы железа концентрируются во флюидной части.

Расплав, состав которого зависит от давления, и флюид, обогащенный железом, выносятся к поверхности, а к кровле поступает новая порция недифференцированной жидкости и процесс повторяется. На кровле астеносферы

Т а б л и ц а 4. Разрез Чертомлыкской чешуи. Описание приведено в порядке залегания пластов в разрезе (от более поздних к более ранним)

Подсвета	Пачка	Мощность пачки, м
Сланцево-вулканогенная (Б ₂ ²)	Вторая сланцевая	0—700
	Вулканогенная	200—900
	Первая сланцевая	0—400
	Ультрабазито-туфо-спилит-кератофировая	470—1000
Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая (Б ₂ ¹)	Третья железистая	25—200
	Вторая разделяющая туфогенно-осадочная	0—35
	Вторая железистая	0—15
	Первая разделяющая туфогенно-осадочная	10—100
	Первая железистая	100—500
Чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая (Б ₁ ²)	Вторая зеленосланцево-амфиболитовая	200—500
	Амфиболито-ультрабазитовая сланцевая	40—150
	Первая зеленосланцево-амфиболитовая	65—200
Чертомлыкская железисто-роговиково-амфиболитовая (Б ₁ ¹)	Осадочно-туфогенная	40—150
		200—1500

формируется открытая физико-химическая система, логика развития которой предполагает ритмичность, т. е. процесс можно выразить и через колебания концентраций компонентов в тонком слое на кровле астеносферы. Это объясняет закономерное чередование железистых и туфогенно-осадочных пластов. Поведение сходной открытой химической системы описано в работе [Николис, Пригожин, 1990].

Помимо слоев, описанных выше, в железистых породах Чертомлыкской чешуи присутствует и слоистость (ритмичность) второго порядка — переслаивание элементарных слоев внутри пласта. Выделяемый макроскопически слой содержит от одного до 10—12 слоев. При этом расположение слоев является неслучайным [Железисто-кремнистые ..., 1978].

Сидеритовые слои распространены в бескуммингтонитовых разностях железистых пород (табл. 6). Они образованы из карбонатного флюида. В кварц-магнетитовых рудных слоях кварц, сидерит, иногда биотит образуют гранобластическую структуру слоя, в которой наблюдаются полиэдрические сростки магнетита, часто образующие цепочки. Эти слои образованы из смеси хлоридно-водно-силикатного флюида с железом. Пылевидный магнетит часто включен в зерна кварца, реже в зерна сидерита. Таким образом, его образование проис-

ходит при кристаллизации на дне морского бассейна. Есть и кварц-магнетит-сидеритовые слои — переходная разновидность от сидеритовой к кварц-магнетитовой. Их присутствие отражает смесимость карбонатного и водно-кремнеземистого флюида и равноправное разделение железа между ними.

Алюмосиликатные слои являются туфогенными. При этом существует и разделение на хлоритовую (биотитовую) алюмосиликатную и куммингтонитовую железо-магнезиально-силикатную составляющие. Вещество магнетитовых, кварцевых, сидеритовых и куммингтонитовых слоев образовано в более кислой, а глиноземистых — в более щелочной среде.

Неслучайное распределение, согласованность химического состава соседних слоев свидетельствуют об их связи с глубинным источником вещества. Еще одной причиной разделения может быть расслоение или ликвация гидротермального рассола (см. выше), а также кристаллизация на дне морского бассейна. При разгрузке смеси флюида и расплава из геля начинают кристаллизоваться минералы. Кристаллизация осуществляется с разной скоростью, кристаллы имеют разную плотность, что и обуславливает разделение на слои. Алюмосиликатные слои с хлоритом образованы из глубинного туфогенного материала, более диффе-

ренцированными разностями которого являются слои с амфиболом. Из гидротермального раствора откладываются слои с магнетитом и кварцем, содержащие сидерит. Состав первичного флюида мог соответствовать флюиду, из которого образованы кварц-магнетит-сиде-

ритовые слои. Из мантии поступал пепловый материал, а также смесь карбонатного и SiO_2 -флюида, переносящего хлоридные комплексы железа. Их разделение происходило у поверхности, а также в процессе кристаллизации и литификации.

Т а б л и ц а 5. Геологический разрез по разведочной линии 30 [Железисто-кремнистые ..., 1978]

Пачка	Горизонт	Состав пластов
Третья железистая	Надрудный крошущий (6 м)	Карбонат-кварц-биотит-хлоритовый сланец
	Пятый железистый (42 м)	Хлорит-магнетит-сидерит-кварцевый джеспер с прослоями карбонат-биотит-хлорит-кварцевого сланца
	Четвертый осадочно-туфогенно-сланцевый (49 м)	4. Карбонат-биотит-хлорит-кварцевый сланец с маломощными прослоями хлорит-магнетит-карбонат-кварцевого джеспера и кварц-гальк-хлоритового сланца 3. Карбонат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевый ороговикоманный сланец 2. Биотит-кварц-хлоритовый Магнетит-кварц-хлоритовый Карбонат-хлорит-биотит-кварцевый сланец 1. Карбонат-роговообманково-плагиоклаз-кварц-биотитовый ороговикоманный сланец
	Четвертый железистый (100 м)	Куммингтонит-хлорит-сидерит-магнетит-кварцевый джеспер
Вторая разделяющая туфогенно-осадочная	Третий туфогенно-осадочный	Куммингтонит-биотит-карбонат-кварцевый сланец
Вторая железистая	Третий железистый (15 м)	Хлорит-магнетит-сидерит-кварцевый джеспер
Первая разделяющая осадочно-туфогенная	Второй осадочно-туфогенный (42 м)	2. Магнетит-хлорит-биотит-карбонат-кварцевый сланец с прослойками хлорит-магнетит-кварцевого джеспера 1. Биотит-карбонат-хлорит-серицит-кварцевый сланец с прослоями плагиоклаз-серицит-кварц-карбонатного сланца и биотит-магнетит-кварц-хлоритового сланца
Первая железистая	Второй железистый (104 м)	Хлорит-кумингтонит-магнетит-сидерит-биотит-кварцевый джеспер
	Первый осадочно-туфогенно-сланцевый (40 м)	3. Куммингтонит-магнетит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый сланец 2. Серицит-хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевый ороговикоманный сланец 1. Магнетит-кумингтонит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый сланец с прослойками магнетит-кумингтонит-кварцевого джеспера
	Первый железистый (25 м)	Хлорит-кумингтонит-сидерит-магнетит-биотит-кварцевый джеспер

Объяснение ритмичности второго и более высоких порядков не является задачей данной работы. Ее решение может быть интересным для иллюстрации процессов самоорганизации сложных систем. В частности, при поиске ответа на вопрос, как геодинамический процесс перемещения масс вещества в недрах Земли порождает кооперативные взаимодействия, приводящие к формированию ритмичности разных порядков, вплоть до наблюдаемой на микроскопическом уровне.

Выводы. Изучение состава вулканогенных и железистых пластов ЗКС СПМБ доказывает существование генетической связи между магматическими и эксгаляционными породами. Железистые пласты переслаиваются с осадочно-туфогенными, что свидетельствует о связи эксгаляционного (гидротермального) и вулканогенного процессов. Корреляция вещественного состава железистых и вулканогенных пород однозначно определяет мантийный источник не только расплава, но и флюида, в составе которого железо переносится к поверхности.

Из предлагаемой модели протекания процесса следует, что состав расплава определяется условиями на кровле астеносферы, где концентрируются химически активные компоненты. Изменение состава железистых пластов в разрезе Сурской ЗКС, отражающееся в разных соотношениях окисного карбонатного и сили-

катного железа в пластах, также объясняется изменением *PT*-условий на разных уровнях дифференциации. В зависимости от глубины дифференциации в железистых пластах преобладает либо магнетит, либо магнетит-кварцевые и магнетит-карбонатные породы.

Мощность железистых пластов в ЗКС незначительна (25—100 м). В разных структурах они образованы в разное время. Железистые пласты максимальной мощности приурочены к этапам, когда кровля астеносферы располагалась на глубине 100 и 150 км. Менее распространены среди пород, расплавы которых дифференцированы под корой.

Восстановление физико-химических взаимодействий на кровле астеносферы показывает, что на всех уровнях дифференциации преобладают окислительные условия и кислая либо нейтральная среда. Железистые эксплозии являются производными водно-кремнеземистого глубинного флюида, концентрирующего хлоридные комплексы железа. Этот флюид смешан с карбонатным в кислой среде. Влияние литостатического давления на состав вулканогенных и железистых пород ЗКС СПБ является определяющим.

Ритмичность первого порядка, проявляющаяся в закономерном появлении железистых, туфогенно-осадочных, вулканогенных слоев, связана с разделением по плотности карбонатных,

Т а б л и ц а 6. Минеральный состав слоев железистых пород [Железисто-кремнистые ..., 1978], %

Слой	Кварц	Магнетит	Сидерит	Анкерит	Биотит	Куммингтонит	Хлорит
Кварц-магнетитовый	30—60	30—60	0—15	нет	0—5	нет	0—10
Кварц-магнетит-сидеритовый	20—40	20—40	10—50	—	0—10	—	—
Сидеритовый	10—30	0—15	40—80	—	нет	—	—
Кварцевый	70—100	0—10	0—10	—	0—5	—	—
Алюмосиликатный	0—10	0—15	нет	—	60—100	нет	60—100
Железисто-магнезиально-силикатный	5—20	0—15	0—5	0—30	5	40—100	до 15
Смешанный сидеритовый	до 30	до 25	до 30	—	до 10	—	—
Смешанный куммингтонитовый	до 20	до 25	—	до 30	до 10	до 50	до 10

силикатных вулканогенных и железисто-кремнистых эксплозий, отделяющихся с кровли астеносферы. Зависимость состава железистых пластов от условий на глубине осадкообразования на дне морского бассейна не подвергается сомнению.

Нет возражений и против возможного присутствия существенной доли кластогенного вещества в осадках. Отложение и первичное образование осадков на дне морского бассейна может объяснять появление слоев — ритмичность второго порядка.

Список литературы

- Бобров А.Б., Монахов В.С., Сукач В.В. Парагенезис метакватит-голеитовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 4. С. 103—113.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Новая серия. Вып. 3. Москва: Наука, 2010. 606 с.
- Бордунов И.Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Бычинский В.А., Исаев В.П., Тупицын А.А. Физико-химическое моделирование в нефтегазовой геохимии. Ч. 1. Теория и методология физико-химического моделирования. Иркутск: Изд. Иркут. ун-та, 2004. 131 с.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. Москва: Мир, 1968. 368 с.
- Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Под ред. Н.П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Под ред. Н.П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Под ред. Н.П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Гл. ред. серии А.Ф. Морозов. Москва: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 400 с.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях определения глубин магматических очагов в верхней мантии. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 4. С. 41—48.
- Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд. Отв. ред. В.М. Кравченко, Д.А. Кулик. Киев: Наук. думка, 1991. 216 с.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1. Отв. ред. Н.П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1978. 328 с.
- Каминский Д.В. Формирование гидротермальных плюмов в придонных водах тропической зоны Срединно-Атлантического хребта (на примере гидротермальных полей "Логачев" и "Ашадзе"): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт Петербург, 2009. 84 с.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. 239 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. Москва: Наука, 1990. 256 с.
- Мельник Ю.П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. Киев: Наук. думка, 1986. 236 с.
- Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология: Пер. с англ. Москва: Мир, 1980. 518 с.
- Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. Москва: Мир, 1990. 344 с.
- Рябчиков И.Д., Гирнис А.В. Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм. *Геология и геофизика.* 2005. Т. 46. № 12. С. 1223—1233.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Отв. ред. К.Е. Есипчук. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Под ред. В.В. Гордиенко. Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Усенко О.В. Условия формирования гранитоидов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 2. С. 57—74.
- Усенко О.В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014б. 240 с.

- Чекалюк Э.Б. Термодинамическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях. В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. Москва: Наука, 1980. С. 267—274.
- Шинкарев И.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Ленинград: Недра, 1983. 271 с.
- Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. В кн.: *Современное гиротермальное рудоотложение*. Москва: Мир, 1974. С. 7—25.
- Belevtsev R. Ya., 1996. About liquation — intrusive genesis of Archean ferruginous quartzites. Док. НАН України. № 4. С. 97—102.
- Kozlovskaya E., Taran L.N., Yliniemi J., Giese R., Karataev G.I., 2002. Deep structure of the crust along the Fennoscandia-Sarmatia Junction zone (central Belarus): results from a geophysical-geological integration. *Tectonophysics* 358, 97—120.

Conditions of ferruginous-cherty formations origin (Middle-Dnieper mega-block)

© O. V. Usenko, 2015

The basic idea of existing hypotheses of ferruginous-cherty formations origin is an opinion that the form of iron presence depends on conditions at the depth of sediments accumulation. It has been shown in this paper with Middle-Dnieper mega-block of the Ukrainian Shield greenstone structures used as an example that composition of volcanogenic and ferruginous rocks is specified by succession of physical-chemical interactions on the roof of the layer with partial melting.

Key words: ferruginous formations, the Archean, greenstone structures, physical-chemical interactions, paleo-geodynamic process, hydrothermal ore deposition, the thickness of lithosphere.

References

- Beavers A.B., Monakhov V.S., Sukach V.V., 2000. Pairgeneration metakomatiit-tholeiitic greenstone belts formation of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 22 (4), 103—113 (in Russian).
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., 2010. Magmatism, tectonics, geodynamics of the Earth. Proceedings of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry. The new series. Is. 3. Moscow: Nauka, 606 p. (in Russian).
- Bordunov I.N., 1983. Krivoy Rog-Kursk eugeosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Bychinskiy V.A., Isaev V.P., Tupitcin A.A., 2004. Physical and chemical modeling of the oil-and-gas geochemistry. Part 1. Theory and methodology of physical and chemical modeling. Irkutsk: Irkutsk Univer. Publ., 131 p. (in Russian).
- Garrels R.M., Christ Ch.L., 1968. Solutions, minerals, equilibrium. Moscow: Mir, 368 p. (in Russian).
- Geology of the sedimentary-volcanic formations of the Ukrainian shield, 1967. Ed. N.P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 380 p. (in Russian).
- Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian shield. *Archaea*, 2005. Ed. N.P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian shield. *Proterozoic*, 2008. Ed. N.P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Deep structure, evolution and minerals Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials reference profile 1-EB, 4B and TATSEYS profiles, 2010. Ed. serie A.F. Morozov. Moscow: GEOKART: GEOS, 400 p. (in Russian).
- Gordienko V.V., Usenko O.V., 2007. Geological and

- geophysical criteria for determining the depths of magma chambers in the upper mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(4), 41—48 (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Precambrian of the European part of the USSR. The genesis of iron ore, 1991. Eds V.M. Kravchenko, D.A. Kulik. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield, 1978. Vol. 1. Ed. N.P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 328 p. (in Russian).
- Kaminskiy D.V.*, 2009. Formation of hydrothermal plumes in the bottom waters of the tropical zone of the Mid-Atlantic Ridge (for example, hydrothermal fields "Logatchev" and "Ashadze"): Dis. cand. geol.-min. sci. Abstract. St. Petersburg, 84 p. (in Russian).
- Lazko E.M., Kirilyuk V.P., Sivoronov A.A., Yatsenko G.M.*, 1975. Lower Precambrian western part of the Ukrainian Shield (age complexes and formation). Lviv: Vyshcha Shkola, 239 p. (in Russian).
- Lisitsyn A.P., Bogdanov Yu.A., Gurvich E.G.*, 1990. Hydrothermal formation of rift zones of the ocean. Moscow: Nauka, 256 p. (in Russian).
- Melnik Yu.P.*, 1986. Genesis of Precambrian banded iron formations. Kiev: Naukova Dumka, 236 p. (in Russian).
- Muller R., Saxena S.*, 1980. Chemical petrology: Trans. from English. Moscow: Mir, 518 p. (in Russian).
- Nicolis G., Prigozhin I.*, 1990. Exploring Complexity. Introduction. Moscow: Mir, 344 p. (in Russian).
- Ryabchikov I.D., Gimis A.V.*, 2005. Origin Capoorest kimberlite magmas. *Geologiya i geofizika* 46(12), 1223—1233 (in Russian).
- Precambrian stratigraphic sections of the Ukrainian shield, 1985. Ed. K.E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Ukrainian Shield (geophysics, deep processes), 2005. Ed. V.V. Gordienko. Kiev: Korvin Press, 210 p. (in Russian).
- Usenko O.V.*, 2014a. Conditions of formation of granitoids Srednepridneprovsky granite-greenstone region. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(2), 57—74 (in Russian).
- Usenko O.V.*, 2014b. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Chekalyuk E.B.*, 1980. Thermodynamic stability of hydrocarbon systems in geothermodynamic conditions. In: *Degassing of the Earth and Geotectonics*. Moscow: Nauka, 267—274 (in Russian).
- Shinkarev I.F., Ivannikov V.V.*, 1983. Physical-chemical petrology of igneous rocks. Leningrad: Nedra, 271 p. (in Russian).
- Emery K., Hunt J., Hayes E.*, 1974. Overview of the problem of thermal brines and ore deposits of the Red Sea. In: *Modern hydrothermal ore deposition*. Moscow: Mir, 7—25 (in Russian).
- Belevtsev R.Ya.*, 1996. About liquation — intrusive genesis of Archean ferruginous quartzites. Доп. НАН України. № 4. С. 97—102.
- Kozlovskaya E., Taran L.N., Yliniemi J., Giese R., Karataev G.I.*, 2002. Deep structure of the crust along the Fennoscandia-Sarmatia Junction zone (central Belarus): results from a geophysical-geological integration. *Tectonophysics* 358, 97—120.