

# Эволюция расплавов и флюидов как отражение формирования коры и мантии на примере Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. Архей

© О. В. Усенко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 4 января 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено схему геодинамічного процесу під час формування граніт-зеленокам'яної області Середньопридніпровського мегаблока Українського щита. Схема відображує зміну потужності літосфери в процесі активізації, що відбувалася від 3,2 до 2,8 млрд років тому. Встановлено склад флюїду, що супроводжував диференціацію розплавів у мантиї та корі. Специфіка хімічного та мінерального складу порід зеленокам'яних структур — широкий розвиток магнезіальних силікатів і карбонатів, високий вміст заліза, а також особливості складу накладених змін визначають активність карбонатного, водного та силікатного флюїдів. Ці риси властиві всім без винятку зеленокам'яним структурам архею та практично ніколи не повторюються пізніше. Зазначене можна пояснити високим окисним потенціалом на глибинах понад 100 км та активністю води та хлорид-іонів на вищих рівнях. Гранітоїди та залізисті породи утворюються в єдиному геодинамічному процесі з вулканогенними породами зеленокам'яних структур.

**Ключові слова:** архей, граніт-зеленокам'яні області, зеленокам'яні структури, геодинамічний процес, гранітизація, флюїд, коматіт, тоналіт, Український щит.

**Введение.** Развитие Земли как любой сложной термодинамической системы является направленным. Направление — диссипация внутренней энергии и распределение вещества с учетом градиентов температуры и давления. Внутренняя энергия тратится кондуктивным путем вследствие остывания через поверхность. И в значительно большей степени — в процессе конвективного перераспределения вещества, которое имеет еще один результат — формирование стратифицированных оболочек, различающихся фазовым состоянием и составом. Этот вывод следует из второго закона термодинамики, однако интерпретация развития любой сложной системы, состоящей из множества оболочек, представляется неочевидной и достаточно сложной.

В докембрии внутренняя энергия Земли была максимальной, соответственно максимальным было ее вынесение. Высокие температуры недр и неупорядоченное распределение элементов обеспечивали энергию, которая тратилась на производство работы по перемещению вещества. Часть его была вынесена на поверхность в виде расплавов и эксгаляций.

Настоящая статья обобщает ранее полученные результаты [Усенко, 2006, 2014а, 2015]. Ее цель — на примере архейской гранит-зеленокаменной области Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита (СПМБ УЩ) показать, что в строении любой геологической структуры, региона в целом нет случайных составляющих. В процессе активизации происходит накопление осадочной толщи, многократные внедрения и излияния на поверхность расплавов, образованных в мантии и коре, плавление коры — гранитизация, метаморфизм, проявления гидротермальной деятельности и наложение метасоматических изменений, в том числе, с образованием месторождений полезных ископаемых, тектонические движения. Между ними существует причинно-следственная связь, так как это — проявления единого геодинамического процесса.

Для подобного исследования необходима детальная информация о геологическом строении. Степень изученности УЩ уникальна. Коллективы ученых, работавших под руководством Н. П. Семененко, Я. Н. Белев-

цева и Н. П. Щербака, создали базу данных, включающую сведения о тектоническом районировании УЩ, составе магматических и метаморфических комплексов, железистых формаций. Для большинства из них определен абсолютный возраст [Геохронология..., 2005 и др.]. Обобщение этих результатов приведено в работе [Щербаков, 2005]. В настоящей статье использована геолого-аналитическая информация из литературных источников, прямо или косвенно указывающая на протекание геодинамического процесса: минеральный и химический состав пород, газовой-жидких включений, давление и температура при кристаллизации и перекристаллизации и др. Методика исследований подробно описана в монографии [Усенко, 2014б], а ее применение к условиям, существовавшим в архее, — в статье [Усенко, 2006]

Разделение докембрия на три яруса предложено И. Н. Бордуновым. Оно обусловлено в первую очередь вещественным составом железистых формаций, каждая из которых имеет набор характерных признаков. «В качестве маркирующих для Кривбасса издавна приняты критерии: ультрабазиты для первого яруса, железистые кварциты для второго, доломиты, белые кварциты, углистые сланцы и графитовые гнейсы для третьего» [Бордунов, 1983, с. 33]. Первый ярус образуется в архее (до 2,8—2,6 млрд лет), второй — от 2,6—2,5 до ~2,2 млрд лет, третий — до 1,75 млрд лет. Рассмотрение состава вулканогенных и сланцевых пластов, тектонических движений показывает, что и они различны в каждом ярусе. В первом ярусе горизонтальные и вертикальные движения практически не проявлены, во втором проявлены слабо, для третьего характерны вертикальные и горизонтальные движения значительной (не менее 20 км) амплитуды. Вулканогенные породы слагают почти 70 % разреза первого яруса, но очень мало представлены во втором. Их доля несколько возрастает в третьем. От первого к третьему ярусу возрастает полярность магматической дифференциации. Состав магматических пород и разреза в целом изменяется.

В работах [Железисто-кремнистые..., 1978; Ультрабазитовые..., 1979; Бордунов, 1983 и др.] были установлены причинно-следственные связи, отраженные в составе магматических, метаморфических и железистых пород УЩ. В то время наличие установленных зависимостей было недоказуемо, так как не существовало представлений о геодинамических про-

цессах, охватывающих мантию и кору, и лишь затем проявленных на поверхности. Только появилась работа А. Рингвуда, в которой были обобщены результаты экспериментов, показавших, что химический и минеральный состав расплавов определяется давлением. Это позволило связать состав магматических расплавов и геодинамический процесс [Рингвуд, 1981]. Форма нахождения, количество, состав флюидов в мантии до сих пор является предметом дискуссии, хотя влияние флюида на состав расплава в диапазоне давлений до 12 ГПа установлено экспериментально. Общеизвестным является утверждение, что давление на глубине дифференциации отвечает за химический и минеральный состав расплавов. Его значение определяется мощностью литосферы (размещением кровли астеносферы или границы литосфера-астеносфера (ЛАГ)) [Кадик, Луканин, 1986; Walter, 2005 и др.].

В архейских зеленокаменных структурах (ЗКС) породы залегают последовательно, тектонические нарушения незначительны. Известен абсолютный возраст большинства стратиграфических подразделений [Геохронология..., 2005; Бобров та ин., 2008]. Поэтому корреляция разрезов ЗКС СПМБ, привязка гранитизации и формирования железистых пород к этапам геодинамического процесса проводятся достаточно уверенно.

Установленные в статье [Усенко, 2015] зависимости между составом магматических и железистых пород подтверждают главные положения вулканогенно-осадочной гипотезы Н. П. Семеново [Железисто-кремнистые..., 1978]. Показано, что источник вещества железистых пластов — астеносфера, форма нахождения определяется процессами, происходящими на ее кровле. Химические характеристики и температура на поверхности (в придонном слое, где происходит разгрузка гидротерм) заданы составом и температурой глубинного расплава и флюида, а не составом вод океана.

Детальнейшее описание днепропетровской толщи, слагающей гранитоидные купола, в работе [Орса, 1988] представляет гранитизацию как длительный процесс и позволяет разделить магматическую составляющую и мигматизацию с полным или частичным замещением сланцевых толщ. Наличие определений абсолютного возраста гранитоидов [Артеменко, 1998; Бобров и др., 2000] определяет место гранитизации в общем геодинамическом процессе [Усенко, 2014а].

Общая схема протекания геодинамического процесса заимствована из работы [Гордиенко, 2007] и дополнена в работе [Усенко, 2014б]. Она описывает протекание активизаций в фанерозое. В процессе активизации на каждом этапе происходит поступление значительных объемов частично расплавленного вещества с глубины более 250 км, вследствие чего мощность литосферы может изменяться на дискретную величину ~50 км. Поведение одних и тех же компонентов расплава и флюида изменяется при увеличении давления на ~1,5 ГПа. При восстановлении условий протекания геодинамических процессов можно сопоставлять события, проходящие на одном уровне дифференциации. Поэтому выделены условные границы расположения ЛАГ — 150, 100 и 50 км. Сравнению подлежат комплексы пород, образованные в сходных геодинамических обстановках, так как необходим учет направления процесса: утонение либо увеличение мощности литосферы.

Внутреннее строение Земли в архее отличается. В фанерозое верхняя мантия находится в кристаллическом состоянии, и для появления слоя, содержащего расплав, необходимо инициальное плавление на глубине 220—450 км и последующее перемещение вещества на более высокие уровни [Гордиенко, 2007; Кадик, Луканин, 1986]. В архее оболочки планеты только формируются, а в конвективные течения включены глубины более 200 км [Кутас, 2008]. Слой плавления существует изначально и речь в большей степени идет о наращивании мощности литосферы. В связи с этим возникают затруднения при описании, так как архейский процесс невозможно описать в терминах складчатая область — рифт — трапповая провинция. Рассматриваемая активизация состоит из двух тектономагматических циклов, включающих накопление осадков, магматизм, гранитизацию, наложение метаморфических преобразований и тектонических нарушений. Выделение циклов несколько условно, так как они следуют один за другим без перерыва. Породы, выделенные И. Н. Бордуновым в один ярус, относятся к одному циклу. А конкская серия объединяет породы двух циклов архейской активизации СПМБ.

Определение условий образования пород, относящихся к докембрию, является решением обратной задачи, которое неоднозначно. Предлагается общая модель, в большей или меньшей степени отображающая как геодинамические процессы в целом, так и физико-химические

взаимодействия на отдельных этапах. Не ставится задача детализации состава отдельных пород, соблюдения точности петрологической номенклатуры, необходимых для геологического описания. Главное внимание уделяется выявлению тенденций изменения состава пород и минералов в последовательно формирующихся магматических и метаморфических комплексах и, соответственно, в мантийных и коровых очагах плавления. По сравнению с геологическими моделями преимуществом представляется учет распределения (и перераспределения в геодинамическом процессе) значений физических параметров в диапазоне глубин до 200—250 км. Это позволяет установить фазовый состав вещества и физико-химические процессы, вероятные при соответствующих степени плавления, составе, температуре и давлении. Например, вероятность появления очага плавления в том или ином диапазоне глубин при заданном распределении *PT*-условий и, наоборот, влияние источника тепла и вещества, химически активных флюидов на изменение температуры солидуса и фазовый состав пород и минералов. Привлечение модели, учитывающей перераспределение температур при конвективном течении вещества, позволяет принимать в расчет физическую составляющую процесса, а использование детальной геологической информации — химические взаимодействия. При исследовании условий образования и преобразования вещества, находившегося на значительной глубине, огромное значение имеют учет состава каждой фазы (кристаллов, расплава, флюида), а также изменение поведения многих веществ с увеличением температур и давлений.

Очевидно отсутствие математического расчета, обязательного для геофизической модели. Все приводимые значения глубин, температур, геотермического градиента имеют допуск. Для их проверки используются геолого-аналитические данные, установленные независимо по условиям образования и преобразования пород и минералов. При описании событий, происходивших ~3 млрд лет назад, восстановление которых осуществляется по набору достаточно дискретной информации с неоднозначной временной привязкой, точность математического расчета представляется не актуальной. В данном исследовании используется состав и условия образования пород, имеющих привязку ко времени образования и месту в пространстве. По мнению автора, это позволяет более точно установить глуби-

ну размещения ЛАГ в момент времени. Восстановление последовательности изменения расположения ЛАГ в цикле активизаций позволяет приписать каждому этапу геодинамического процесса пространственно-временные координаты. При этом привязка каждого этапа определена независимо от других, поэтому ошибки в определении *PT*-условий дифференциации на одном из этапов, а чаще отсутствие информации об одном или нескольких этапах, не приводят к искажению общего результата, так ошибки не накапливаются.

В большинстве и геологических, и геофизических построений авторы исходят из существующей гипотезы, на ее основе моделируя протекание процесса. Использование геофизической модели, базирующейся на геологической информации, позволяет сделать наоборот — создать или проверить имеющуюся геофизическую или петрологическую модель, используя распределения температур и давлений, установленные по условиям формирования конкретных пород данной территории.

**Ранний докембрий.** Первым результатом остывания (с поверхности) было появление твердой оболочки, наличие которой обеспечивало конвективные течения вещества под ней. Согласно мнению И. Б. Щербакова, кора, способная обеспечить гранулитовый метаморфизм (мощностью не менее 35 км), существовала уже 4,2 млрд лет назад [Щербаков, 2005]. Блок Исуа и окружающие его тоналит-трондjemитовые гнейсы Амйтсок имеют возраст 3,98 млрд лет [Геохимия..., 1987]. Предполагается, что на УЦ близкий возраст может иметь аульская серия СПМБ. Время образования ультрабазитов новопавловского комплекса Орехово-Павлоградской шовной зоны (ОПШЗ) — 3,65 млрд лет<sup>1</sup> назад. Это магматические породы, по составу аналогичные породам ЗКС, но метаморфизованные в гранулитовой фации. Они представляют собой скиалиты, сохранившиеся в условиях очага плавления, продуктом которого являются шевченковские гранитоиды, возраст которых 2,8 млрд лет. В очагах плавления, формирующихся в коре, со временем устанавливается температура около 700 °С. Сохранность пород новопавловского комплекса обусловлена более высокими температурами солидуса ультрабазитов.

Кора отличается от мантии химическим составом. Однако в архее это в первую очередь кристаллическая оболочка, отличающаяся

<sup>1</sup> Далее в случаях, когда источник не указан, абсолютный возраст приведен по работе [Геохронология..., 2005].

фазовым состоянием. Общеизвестным считается мнение, что первичная кора имела состав, соответствующий габбро-тоналиту либо плагиограниту [Щербаков, 2005; Белевцев, 2008]. По мнению автора настоящей статьи, первичная кора имела состав базальта, а формирование тоналитовой коры происходило именно в архейском цикле активизаций.

Мощность коры определяется давлением, при котором устойчивы полевые шпаты. Нижняя граница поля устойчивости плагиоклаза может изменяться от 35 (1,2 ГПа) [Walter, 2005] до 45 км (1,5 ГПа) [Wyllie, 1977; Takahashi, 1986] в зависимости от состава расплава и сопутствующего флюида. Кора, содержащая плагиоклаз, могла формироваться при падении температуры до 600 °С при 0,6—1,5 ГПа (на 20—45 км), что соответствует температуре солидуса габбро и тоналита в присутствии воды [Wyllie, 1977]. Кристаллизация сопровождалась выделением водяного пара, который при падении температуры конденсировался на поверхности. Происходило формирование океана. Состав и температура воды архейского океана отличались от современного. Вода имела кислую реакцию и в ней были растворены хлорид-ионы [Белевцев, 2008]. Они могли быть частично нейтрализованы натрием.

**Восстановление геодинамического процесса** возможно по составу вулканогенных пород конкской серии, слагающих разрез ЗКС (рис. 1). Их привязка к глубинному очагу проводится достаточно уверенно (подробно см. в работе [Усенко, 2006]).

Породы конкской серии Конкско-Белозерской структуры метаморфизованы при  $T=550\div 620$  °С [Щербаков, 2005]. Повышение температуры связано с внедрением постзеленокаменных гранитов. Это максимальные значения для СПМБ УЦ. В центральных частях структур *PT*-параметры метаморфических преобразований еще меньше. Большинство пород ЗКС СПМБ изменены в условиях зеленосланцевой фации при температурах 350—550 °С.

Сопоставление ортопород Сурской структуры с неизменными изохимическими магматическими аналогами проведено И. Н. Бордуновым [Ультрабазитовые..., 1979]. Аналогично необходимо искать не только в химическом, но и в минеральном составе, так как ближний порядок в расплаве формируется в очаге мантийной дифференциации [Усенко, 2006, 2014б]. Ряд метаморфических реакций преобразования пород СПМБ предложен Н. П. Семененко [Ультрабазитовые..., 1979]. Серпентин замеща-

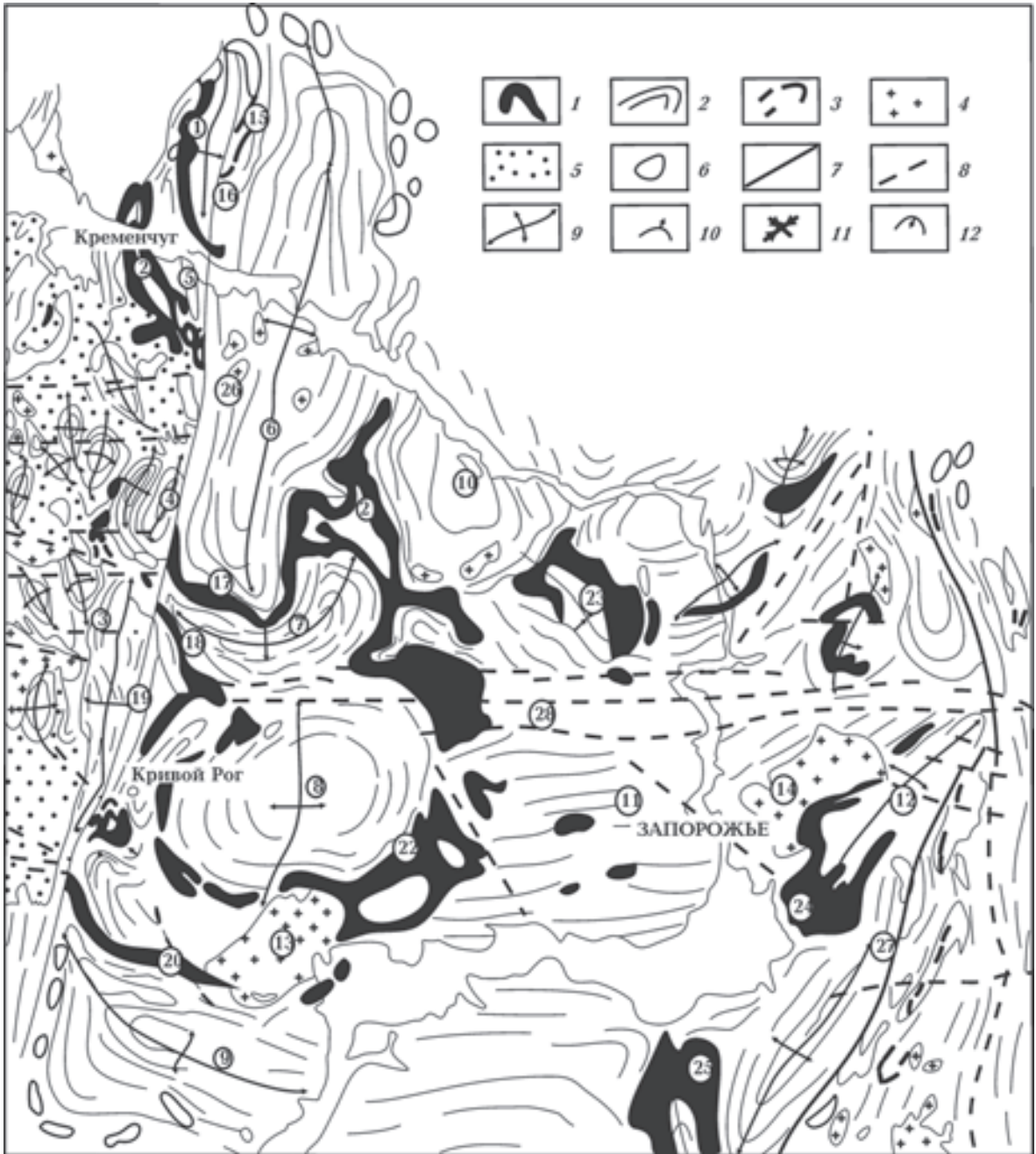


Рис. 1. Генерализованная структура ПБ и шовных зон [Геолого-геофизическая..., 2006]: 1 — нерасчлененные метальтрабазиты, 2 — архейские плагиограниты, 3 — нерасчлененные железистые породы, 4 — микроклиновые граниты; 5 — нерасчлененные комплексы метаморфических пород, 6 — магнитные аномалии, вызванные железистыми породами, 7 — глубинные разломы первого ранга, 8 — тектонические разрывы, 9 — оси антиклинальных структур, 11 — оси синклинальных структур, 12 — замыкание синклинальной складки и направление ее оси. Цифры в кружках — гранитогнейсовые купола (1 — Омельникский, 2 — Кременчугский, 3 — Ингулецкий, 4 — Зеленовский, 5 — Редутский, 6 — Пятихатский, 7 — Демуриный, 8 — Саксаганский, 9 — Южный, 10 — Криничанский, 11 — Запорожское поднятие, 12 — Камышевахский), гранитоидные массивы (13 — Токовский, 14 — Мокромосковский), синклинальные и моноклинальные структуры (15 — Галещинская, 16 — Горишнеплавнинская; 17 — Желгореченская, 18 — Анновская, 19 — Криворожская, 20 — Широковская, 21 — Верховцевская, 22 — Чертомлыкская, 23 — Сурская, 24 — Конкская, 25 — Белозерская), основные разломы (26 — Криворожско-Кременчугский, 27 — Орехово-Павлоградский, 28 — Девладовский).

ет оливин при избытке кремнезема в условиях высокой активности кислорода. При формировании в условиях высокой фугитивности воды

и углекислоты по дуниту образуется карбонатсерпентиновая порода, а тальк развивается по оливину при меньшей активности  $O_2$ , но при

высокой  $\text{CO}_2$ . Этот ряд может быть продолжен. Амфиболы актинолит-тремолитового ряда возникают вместо смеси орто- и клинопироксена при избытке кремнезема и воды, а куммингтонит замещает ортопироксен [Мюллер, Саксена, 1980]. Оксиды железа и кремнезем в расплаве могут появиться вместо ортопироксена. Амфибол представлен куммингтонитом при избытке кислорода и, соответственно, высоком окислительном потенциале. Экспериментально установлено, что железистость амфибола зависит от летучести кислорода (парциального давления воды) [Мюллер, Саксена, 1980].

Катионный состав карбонатной фазы определяется рН среды и давлением в месте дифференциации — на кровле астеносферы. В щелочной среде формируются флюиды, из которых кристаллизуются кальцит и доломит, в кислой — сидерит и брейнерит. Для образования последнего необходим высокий окислительный потенциал.

В общем случае можно утверждать, что при давлении в месте дифференциации расплава 5 ГПа на поверхности появляются куммингтонит-магнетитовые роговики красноцветной фации и тальк-карбонатные породы. Если глубинный расплав характеризуется высокой активностью кислорода, то на поверхности фор-

мируется серпентин. Количество измененного оливина в метаморфизованной породе зависит в первую очередь от глубины магмообразования [Walter, 2005]. Чем большее количество  $\text{MgO}$  (соответственно, серпентина или талька) содержит порода, тем глубже располагается источник магм [Кадик, Луканин, 1986]. Серпентиниты (коматииты) образованы из самых глубинных расплавов, но при максимальной степени плавления. Расплавы характеризуют глубинный источник, размещение верхней кромки которого соответствовало давлению не менее 6—7 ГПа. Но на глубине дифференциации давление не превышало 1,5 ГПа. Коматииты вынесены на поверхность непосредственно после перемещения значительных объемов глубинного расплава под кору и повышения степени плавления вследствие адиабатической декомпрессии. Конечные дифференциаты серии представлены кислыми разностями — альбититами, олигоклазитами и т. д. Амфиболиты и базальты (спилиты) в ассоциации с карбонаткумингтонитовыми роговиками появляются на поверхности, если давление на глубине размещения ЛАГ составляет 3 ГПа.

Содержание петрогенных оксидов в породах ЗКС было сопоставлено с результатом плавления лерцолита при соответствующих

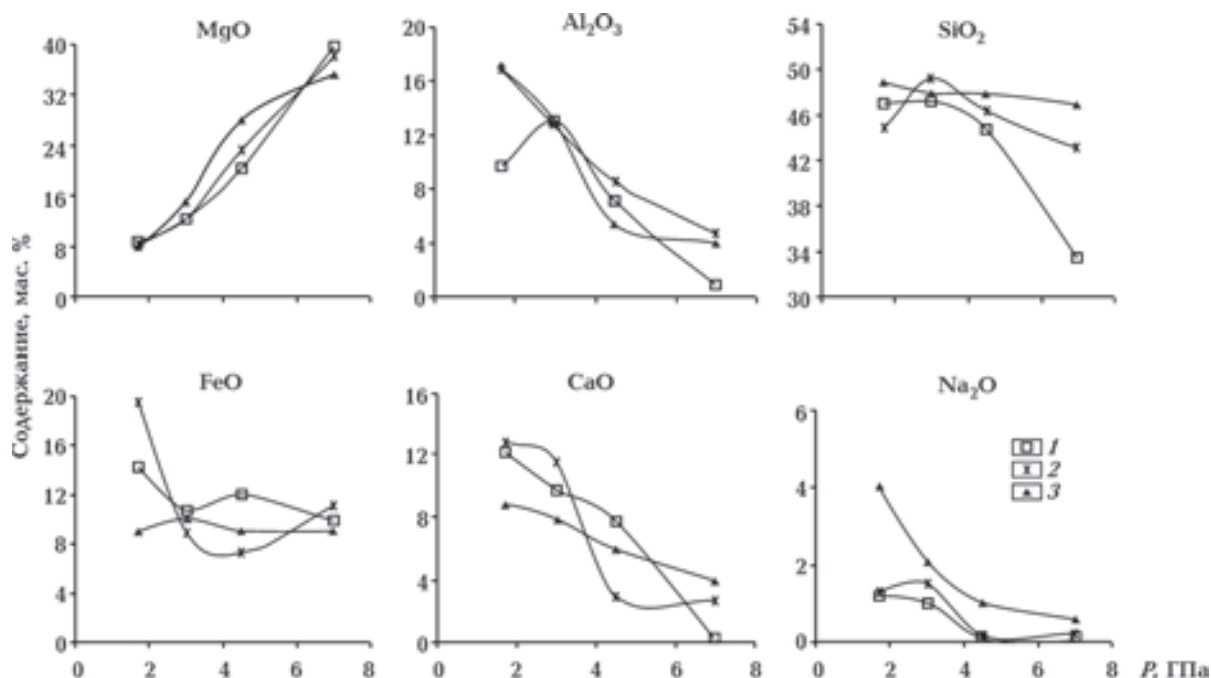


Рис. 2. Влияние давления на химический состав расплавов: 1 — породы ЗКС СПМБ (серпентиниты (7 ГПа) — карбонат-тальк-серпентин-хлоритовые туфосланцы (4,5 ГПа) — спилитовые амфиболиты (3 ГПа) — туфосланцы кварц-альбит-хлоритовые (1,7 ГПа) [Ультрабазитовые..., 1979]), 2 — коматииты Косивцевской ЗКС Приазовского мегаблока (7 ГПа) и породы Новопавловской структуры ОПШЗ [Щербаков, 2005], 3 — результат плавления лерцолита при соответствующих давлениях [Кадик, Луканин, 1986].

Т а б л и ц а 1. Хроностратиграфическая схема архейских вулканогенно-осадочных и магматических комплексов Криворожско-Кременчугская зона, СПМБ и Приазовского мегаблока УЩ

ККЗ	СПМБ		ОПШЗ и ПМБ
Вулканогенно-осадочный комплекс	Вулканогенно-осадочные комплексы	Гранитоиды	Вулканогенно-осадочные комплексы, гранитоиды
—	Аульская серия Славгородская Базавуцкая толща (3,196)	—	Новопавовский комплекс 3,66-3,36 Гранитоиды Добропольского комплекса 3,322—2,972 Породы Сорокинской и Косивцевской ЗКС 3,35—3,055 Новогоровской ЗКС 3,095—3,01
—	Конкская серия [Бобров и др., 2000]: нижняя толейтовая коматитовая андезит-базальт туфоловая толща (первый ярус [Бордунов, 1983])	Днепропетровские палингенные гранитоиды Реликтовые цирконы 3,3—3,18; магматогенные цирконы 3,03—2,97 [Бобров та ін., 2008] Сурский комплекс (магматический) (4 фазы): 3,17—3,13; 3,11—3,08; 3,07—3,04; 3,0—2,95 [Армеменко, 1998]	
Криворожская серия	Верхняя коматитовая толща (второй ярус) [Бордунов, 1983]  Белозерская серия	Демуриные гранит-мигматиты 2,849 Гранитоиды мокромосовского 2,827 токовского 2,857—2,663	Палингенные гранитоиды шевченковского комплекса 2,835 Гранитоиды интрузивные обиточенского 2,803-2,65 токмацкого комплекса 2,73-2,68  Гуляйпольская свита

Т а б л и ц а 2. Этапы развития Приднепровского блока (3,17—3,0 млрд лет). Первый ярус

Ассоциации пород ЗКС				ЛАГ, км
Сурская ЗКС	Верховцевская ЗКС	Чертомлыкско-Соленовская ЗКС	Белозерская ЗКС	
Первый ярус. Метабазитовая (нижняя толеитовая) формация				
—	—	Нижняя базавлукская серия Нижняя чертомлыкская амфиболитовая подсвита	Нижняя метабазитовая свита	
Амфиболиты, эпидотизированные спилиты, альбит-эпидотовые сланцы (1)	Амфиболиты, спилиты, зеленокаменные кварц-хлоритовые туфосланцы	Амфиболиты неизмененные, эпидотизированные, биотитизированные	Амфиболиты вулканогенные	100
—	—	Верхняя чертомлыкская сланцево- роговиково-амфиболитовая подсвита	Западная железисто- кремнисто-метабазитовая свита	
Магнетитовые кварциты красноцветной фации (2)	Хлорит-актинолитовые и карбонат- серпентин-тремолитовые сланцы	Пластовая залежь ультрабазитов	Амфибол-магнетитовые роговики и тальк-хлорит- актинолитовые сланцы 1-й железистой пачки	200 150
Амфиболиты. Амфибол- сидероплезит-магнетитовые кварциты сероцветной фации (3)	Альбит-роговообманковые спилиты	Амфиболиты (3 пачки)	Амфиболиты, гранат- амфиболитовые роговики пестроцветной фации	100
Магнетит-карбонат-гальковые и магнетит-серпентин-гальковые сланцы с хлорит-магнетит- сидероплезитовыми кварцитами (4) Серцит-кварц-карбонат-хлорит- альбитовые роговики	Хлорит-актинолит-тремолитовые, хлорит-карбонат-гальковые. Эпидот-карбонат-кварц-биотит- хлоритовые сланцы. Альбититы	Актонолит-гальковые породы с карбонатом, хлоритом, магнетитом. Биотит-кварцевые роговики (пачки 4 и 5)	Тальк-хлорит-актинолитовые сланцы, железисто- силикатные роговики	50
Амфиболиты	Амфиболиты, эпидот-альбит- роговообманковые спилиты	Амфиболиты окварцованные (пачка 6)	Амфиболиты окварцованные	100



<i>Базит-ультрабазитовая (коматишовая) формация</i>			
Железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитовые сланцы (пачка 1) (5) Серпентиниты, тальк-карбонатные (брейнеритовые) перидотиты (пачка 2) Асбестоносные, магнетит-хлоритовые серпентиниты (пачка 3)	Кварц-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы Тальк-карбонатные, тальк-серпентинитовые породы, хлорит-актинолитовые сланцы с сульфидами меди, кобальта Серпентиниты с медными, никелевыми, платиновыми и асбестоносными проявлениями	Магнезит-тальковая порода (пачка 6)	50 ↑ 250  Прохлорит-тремолитовые, карбонатно-прохлорит-тальковые сланцы 2-й пачки нежелезистых пород
Серпентиниты, тальк-магнезиты и хлорит-тальк-карбонатные породы с сульфидами железа и никеля (пачка 4)	Тальк-карбонатные породы и серпентиниты с сульфидами никеля, меди, платины и др. Хризотил-асбест	Талько-магнезиты	50 ↑ 250
Амфиболиты, андезитовые порфириты (пачка 5)(6).	Актинолитовые апоспилиты и актинолитовые зеленокаменные роговики	Амфиболиты, сланцы хлорит-роговообманковые и биотит-хлорит-плаггиоклаз-кварцевые (пачки 7, 8)	100
Жилыные доломиты (пачка 6) (7) Туфолавы ультрабазитов с литокластами, магнетит-хромитовые серпентиниты	Серпентиниты и тальк-карбонатные породы с гнездами никелистого талька	Пласт ультрабазитов хлорит-актинолитовых и хлорит-тальк-актинолитовых (пачка 9)	50 ↑ 250  Породы 2-й железистой пачки <i>Зеленосланцево-порфирная свита</i> Прохлорито-тремолитовые сланцы
Кератофиры (8)	Актинолитовые апоспилиты Альбититы с никель-кобальтовой минерализацией	Гранат-плаггиоклаз-хлорит-роговообманковые сланцы. Олигоклазиты	100 50
<i>Спилит-кератофир-туфовая (андезит-базальтовая) формация</i>			
Железисто-магнезиальные спилитовые роговики и зеленые сланцы (9), андезитовые порфириты. Кварцевые порфиры, альбитофиры	Актинолитовые спилиты и зеленые сланцы основного состава, кератофиры	Кератофиры Спилиты, амфиболиты	100 50

давлениях (рис. 2). Оно близко к полученному в экспериментах, проведенных при высоком окислительном потенциале. В этих условиях расплав обогащен магнием, железом. Этот тренд наблюдается и для пород новопавловского комплекса ОПШЗ. В фанерозойских расплавах относительное количество магния существенно меньше, так как окислительный потенциал при их формировании намного ниже. Исключения составляют ультрабазиты, генетически связанные с трапповыми провинциями.

**Формирование ЗКС СПМБ.** Самые древние породы ЗКС СПМБ имеют возраст не менее 3,17 млрд лет. Накопление конкской серии, по всей видимости, продолжает более ранний процесс, следствием которого стали новопавловская (от 3,65 млрд лет назад), базавлукская и славгородская толщи, выведенные на современную поверхность на границе СПМБ и ОПШЗ (табл. 1). Основные породы и тоналиты добропольского комплекса Западного Приазовья образованы 3,32 млрд лет назад.

Сложностью при восстановлении геодинамического процесса является отсутствие единой номенклатуры стратиграфических подразделений. Даже для наиболее полно изученного СПМБ в разных работах приведены разные названия толщ. И. Н. Бордунов разделяет конкскую серию на два яруса, ко второму он относит и породы Криворожско-Кременчугской зоны. Сегодня установлено, что ГЗО образуются в архее, тогда как формирование Криворожско-Кременчугской зоны начинается около 2,5 млрд лет назад. Все породы Верховцевской, Сурской и Чертомлыкско-Соленовской структур образованы в процессе архейской активизации. В Конкско-Белозерской структуре можно выделить проявления двух активизаций и трех тектономагматических циклов. К архейской активизации относятся нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия и вулканогенно-сланцевая свита верхней белозерской железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии. С криворожской серией сопоставима железисто-кремнисто-сланцевая свита этой серии, залегающая выше (названия приведены по работе [Геология..., 1967]).

Для возможности проверки выводов, сделанных автором, в табл. 2 и 3 названия свит и подсвит, а также отдельных пород указаны по работе [Геология..., 1967]. Разрез Верховцевской ЗКС приведен по работе [Бордунов, 1980]. Очевидно, использованы устаревшие названия пород. Согласно современной номенклатуре

вместо термина «серпентинит» употребляется коматиит, спилит соответствует толеитовому базальту, а кератофир более всего — андезиту, что отражено в названиях формаций в работе [Бобров и др., 2000].

В основу корреляции пород разных ЗКС СПМБ в настоящей статье положены признаки, указывающие на геодинамический процесс, а не на петрологические и геохимические особенности отдельных пород отдельных разрезов. Так, севернее Девладовского разлома значительно шире представлены ультрабазиты, а южнее — амфиболиты и спилиты. Однако важен факт появления расплава, указывающий на глубину его дифференциации — размещение ЛАГ, а не относительный объем.

По мнению Р. И. Кутаса, в период 3,5—2,8 млрд лет мощность литосферы — твердой оболочки, включающей кору и часть мантии, могла составлять 150—190 км, а при вынесении глубинного вещества уменьшаться до 60—80 км [Кутас, 2008]. Согласно результатам, приведенным в табл. 2, 3, мощность литосферы могла изменяться во времени в близких границах. Сокращение мощности происходило при вынесении вещества с глубины и заполнении соответствующего уровня, увеличение — при остывании и кристаллизации. Очевидно, что глубины размещения ЛАГ, приведенные в таблице, — реперные.

Рассмотрение изменения расположения ЛАГ под ЗКС СПМБ в архее показывает, что непрерывный процесс, проявленный под всем СПМБ, состоял как минимум из 20 этапов. Во время образования пород коматиитовой формации глубинная астеносфера размещалась под корой (в таблице указана реперная глубина 50 км). Пополнение очага расплавами, поступавшими с глубин более 250 км, происходило не менее трех раз. Это приводило к длительному прогреву коры и переработке его расплавами и флюидами, поступавшими из астеносферы.

Затем происходило увеличение мощности литосферы за счет кристаллизации. Образование пород верхней коматиитовой формации включало 9 этапов. Мощность литосферы была сокращена и далее изменялась в пределах 50—100 км. Размеры территории, охваченной процессом, значительно превышали СПМБ. К нему однозначно примыкали и ОПШЗ, и Приазовский мегаблок, в западной части которого сохраняются остатки ЗКС, а также восточная часть Ингульского мегаблока.

**Особенности состава и наложенных изме-**

Т а б л и ц а 3. Этапы развития Приднепровского блока УЩ (3,0—2,8 млрд лет). Второй ярус (верхняя коматитовая формация)

Ассоциации пород ЗКС		ЛАГ, км
Сурская ЗКС	Чертомлыкско-Соленовская ЗКС	
Туфо-железисто-кремнистая	Верхняя базавлукская серия Железисто-роговиково-сланцевая свита	
Кератофиры и альбитофиры, Порфирит-празиниты, эпидиабазы (10)	Туфосланцы кислого состава	50—100
Карбонат-хлорит-тальковые и хлорит-актинолитовые сланцы. Альбит-хлорит-серцитовые, кварц-серцит-хлоритовые (11)	Кварц-тальк-хлоритовые сланцы, хлорит-магнетит-карбонатные роговики. Сланцы кварц-серцитовые с хлоритом, биотитом, карбонатом, плагиоклазом	150
Порфиритовая свита	Вулканогенная ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая свита	
Эпидиабазы, авгиитофировые и плагиофировые празиниты (12)	Апоспилиты, апокератофиры, зеленокаменный апотуф. Хлорит-кварц-биотит-плагиоклазовые породы	100
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы. Карбонат-альбит-хлорит-актинолит-кварцевые сланцы (13)	Хлорит-актинолитовые, биотит-карбонат-хлорит-тальковые сланцы. Олигоклазит	50
Порфириты авгиитофировые, плагиофировые, андезитовые, эпидиабазы (14)	Актинолититы, карбонат-тальковые и хлорит-тальковые роговики. Альбитит	100
Порфирит-ультрабазитовая свита	Апоспилиты и кератофиры	
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы. Колчеданы (15)	Хлорит-карбонат-тальковые роговики	50
Авгиитофировые плагиофировые и андезитовые порфирит-празиниты	Биотит-кварц-хлорит-альбитовые андезитовые порфириты, апоспилиты, апокератофиры	100
—	Тальк-хлорит-карбонатный сланец	50
—	Кератофиры с прожилками кальцита	100

Примечание. В скобках приведены номера железистых пластов по работе [Бордунов, 1980], соответствующие рис. 2 и 3, номера пачек, названия свит внутри таблицы приведены по работе [Геология..., 1967].

**нений пород ЗКС.** Вероятно, температуры мантийных расплавов были несколько выше, чем в фанерозое. Температура кристаллизации вулканогенных коматиитов 1450 °С, интрузивных тоналитов — 1200 °С. Это может объяснить высокую степень плавления, что наряду с крайне высоким содержанием H<sub>2</sub>O- и CO<sub>2</sub>-флюида и обусловило появление значительных объемов вулканогенных ультраосновных пород (серпентинитов/коматиитов) на поверхности. Ни в протерозое, ни в фанерозое коматииты не образуются. Высокая степень плавления могла привести к повышению содержания MgO (до 36—39 мас. %) в расплаве. Однако практически полное отсутствие в них CaO и щелочей может объясняться только высоким окислительным потенциалом.

В вулканогенных и сланцевых пластах широко представлены минералы, доля которых в фанерозойских породах незначительна. В первую очередь это минералы магния и хрома, которые активны только при крайне высоком окислительном потенциале. Широко распространены железистые и магнезиально-железистые амфиболы и пироксены, очень редки минералы, в состав которых входит калий и титан. Микроклиновые граниты на СПМБ появляются после кратонизации блока 2,8 млрд лет назад. Биотит, присутствующий в составе большинства магматических пород палеопротерозоя и фанерозоя, достаточно редкий минерал. Слюда представлена серицитом, количество которого тоже увеличивается к концу архея.

Хлорит — один из наиболее распространенных минералов. Группа хлорита представлена членами изоморфного ряда, начинающегося амезитом и заканчивающегося серпентином. От амезита к серпентину падает содержание глинозема, а клинохлор (Mg<sub>5</sub>Al(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>8</sub>) находится «внутри» этого ряда. Тюрингит содержит и железо. Формирование хлоритоидов происходит из расплавов, обогащенных глиноземом, магнием и железом. Можно предположить, что хлориты образуются вместо слюд в условиях, когда калий малоподвижен — при высоком окислительном потенциале. Именно высокая активность кислорода обеспечивает подвижность железа, а не калия в присутствии хлора.

Характерно полное отсутствие графита, так как весь углерод сосредоточен в карбонатах в форме (CO<sub>3</sub>)<sup>2-</sup>.

В работе [Ультрабазитовые..., 1979] считалось, что преобразование породы происходит

в процессе наложенного метаморфизма. Моделирование вариаций O<sup>18</sup> показало, что источник кислорода в составе H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> — мантийный [Геохимия..., 1987]. Близкий изотопный состав кислорода воды, вызывающей зеленокаменные изменения подушечных базальтов (спилитов) — 6,6 ‰, коматиитов — 5,2 ‰, установлен и в породах группы Онвервахт [Конди, 1983]. Изотопный состав кислорода минералов коматиитов блока Йилгарн (Австралия) — δO<sup>18</sup> ≈ 3,6 ÷ 7,1 ‰ [Конди, 1983].

Принято считать, что подушечные лавы образуются при излиянии в подводных условиях. Происходит усвоение океанической воды кристаллизующимся базальтовым расплавом. Исследования Х. С. Смита, Дж. Р. О'Нила, А. Дж. Эрланка [Геохимия..., 1987] показали, что изменения вызваны присутствием воды и углекислоты (последней в меньшей степени) в самой магме. В пробах из краевых и центральных частей подушек группы Онвервахт (Барбетон, ЮАР) систематического изменения в содержании воды не наблюдается, что нельзя объяснить, если вода поступает извне. В части подушек ядро содержит в полтора раза больше воды, чем край, от центра к краю понижаются содержания S, Cu, Fe<sup>2+</sup>, которые вместе с водой в форме хлоридных комплексов удаляются из расплава при остывании на поверхности. Краевые и центральные части подушек имеют одинаковый изотопный состав кислорода — гидротермальные флюиды были в равновесии со всей подушкой, δO<sup>18</sup> около 5,9—7,3 ‰. Этот же эффект наблюдается и в коматиитовых расплавах. «Детальное моделирование вариаций δO<sup>18</sup> в коматиитовых лавовых потоках показало, что в гидратации лав при температурах 240—450 °С главную роль играли магматические или ювенильные воды (δO<sup>18</sup> от 5 до 7)» [Геохимия..., 1987, с. 148]. Присутствие морской воды (с δO<sup>18</sup>=0) не отрицается, ее взаимодействие с ювенильной могло происходить при температуре около 130 °С. «Возможным источником воды этих флюидов могли быть глубинные воды мантии» [Геохимия..., 1987, с. 148]. Это приводит авторов к выводу, что 3,5—2,7 млрд лет назад существовали глубинные флюиды («мантийные воды»), вызывавшие изменение лав зеленокаменных поясов, которые были в равновесии с мантийными минералами при высоких температурах.

Согласно работе [Гаррелс, Крайст, 1968], если температура выше 500 °С (при плотности воды 0,4—0,5 г/см<sup>3</sup> и давлении, близком к атмосферному), вода теряет полярный характер

и происходит ассоциация растворенных компонентов. Этот эффект может быть объяснен тем, что при температуре выше критической (при соответствующем давлении) вода находится в состоянии флюида, объединяющего особенности не только жидкости, но и газа. При изливе давление падает до атмосферного, а температуры сохраняются высокими.  $KCl$ ,  $HCl$ ,  $NaCl$  ассоциированы в водном флюиде. После прохождения через критическую точку (ее окрестности) вследствие остывания появляется жидкая вода, соли и  $HCl$  распадаются на ионы, образуя растворы с кислой реакцией. Если кристаллизация осуществляется на поверхности, то часть воды и растворенных в ней ионов усваивается минералами, кристаллизующимися из расплава, а часть выносятся из кристаллизующихся лавовых потоков в океаническую воду.

В связи с этим можно утверждать, что минералы, содержащие структурную воду (асбесты, тальк, серпентин и др.), образуются в процессе кристаллизации. Происходит искажение сформированной в расплаве структуры.

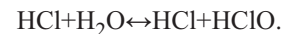
Экспериментально доказано, что при такой же температуре, но давлении 1 ГПа поведение воды и хлоридных растворов резко изменяется [Пуртов и др., 2002]. Они активно взаимодействуют с минералами пород коры. Поэтому при объяснении поведения вещества необходимо учитывать не только состав растворов, но и диапазон *PT*-условий.

При участии  $CO_2$  из флюидов образуются карбонаты сланцевых и вулканогенных пластов, а также пачки брейнеритов и доломитов. Брейнериты — карбонаты магния и железа, содержание  $MgO$  в которых достигает 40 %. Они, как и коматииты, встречаются только в архее и в ассоциации с коматиитами. Экстракция магния в расплав осуществляется при очень высоком окислительном потенциале. Появление этих пород возможно при перемещении окисленного глубинного расплава с высоким окислительным потенциалом под кору, где происходит его разделение на фазы: карбонатную (брейнеритовую) и силикатную (коматиитовую). Однако силикатные пласты всегда содержат примесь карбоната, а карбонатные — силикатную составляющую. Особенность пород СПМБ — равномерное распределение  $Mg$  и  $Fe$  между силикатной и карбонатной фазами. Кальций в состав карбонатов не входит. На поздних этапах появляется доломит, кальцит не встречается вовсе. Кальций концентрируется в составе амфиболов, но главным образом пла-

гиоклазов. Отдельная ликвиционная фаза обогащена хромом — образуются слои хромитов.

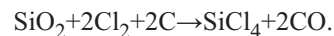
**Флюидный режим дифференциации мантийных расплавов.** Особенности химического и минерального состава каждого пласта — широкое развитие магнезиальных силикатов и карбонатов, высокое содержание железа, как и особенности состава наложенных изменений, отражают активность карбонатного, водного и силикатного флюидов. Все эти черты, присущие всем без исключения ЗКС архея и практические никогда не повторяющиеся позднее, объясняются высоким окислительным потенциалом на глубине более 100 км и активностью воды на более высоких уровнях. Окислительный потенциал (активность кислорода) напрямую зависит от глубины дифференциации вследствие специфических свойств воды, которая неустойчива при давлении более 3 ГПа [Фортов и др., 2004].

Однако не менее важным является присутствие хлора. Хлор создает кислую среду, определяет устойчивость сульфидных соединений и подвижность железа, меди, никеля и других металлов, образующих с ним комплексные соединения. В присутствии хлора существенно увеличивается смесимость водного и карбонатного флюида с силикатным расплавом. Его соединения способны связывать и высвобождать воду:



Хлор способен образовывать кислородные соединения — кислородсодержащие кислоты, в которых он может находиться в разных степенях окисления. Таким образом, присутствие  $Cl$  обеспечивает возможность для отсоединения и присоединения кислорода и водорода — буферирования окислительных условий. Восстановление хлора сопровождается выделением воды, окисление — выделением  $H^+$  в раствор, формированием кислой среды.

В присутствии хлора возможны превращения



Подобные реакции объясняют появление гранитизирующих флюидов (алюминий также растворим в присутствии  $Cl$  и образует с ним комплексные соединения). А реакция

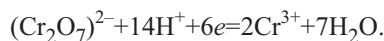


объясняет появление антофиллит-асбестов при дифференциации коматиитовых расплавов.

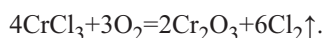
Именно высокое содержание воды и хлора в расплавах, дифференцированных на 100 км

и выше, обеспечивает преобладание вулканогенных пород, так как флюиды растворены в расплаве. Присутствие хлора обеспечивает повышение смесимости водно-силикатного, углекислого флюида и расплава.

**Полезные ископаемые.** *Хромиты.* Для попадания хрома в расплав (разрушения связей в соединениях, содержащих в составе хром) в поверхностных условиях необходимо присутствие хлора и паров воды. Для формирования хромита окислительно-восстановительные условия должны быть близки к таковым для реакции  $O_2 + 4H^+ = 2H_2O$ ; среда — кислая:

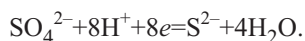


Образование хромитов, как правило, происходит в процессе ликвации недифференцированного ультраосновного расплава при максимальной активности кислорода:



Высвободившийся хлор растворяется в силикатном расплаве, обеспечивая его смесимость с водным флюидом.

Астеносфера с кромкой на глубине 50 км существовала длительное время и только пополнялась глубинным расплавом. Фугитивность кислорода понижалась вследствие отвода окисленных соединений к поверхности. Степень дифференциации расплавов увеличивалась. В этих условиях ставилась устойчивой *сульфидная сера*



Сульфид-ионы образовывали соединения с железом и никелем, а высвободившийся хлор растворялся в воде. Активность сульфид-ионов в водных флюидах с хлором описана во многих публикациях, примеры мантийного метасоматоза подробно рассмотрены в работе [Усенко, 2014б].

*Железистые пласты ЗКС* относятся к железисто-кремнисто-вулканогенной формации. Она характеризуется рядом специфических особенностей, которые отличают ее от протерозойских железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-кремнисто-карбонатной формаций. В первую очередь, проявлена тесная пространственная и генетическая связь с вулканогенными пластами. Железистые пласты незначительной мощности образуются на всех этапах, но более мощные — при расположении ЛАГ на 100—150 км. Обязательными составляющими железистых слоев являются кварц и сидерит, а доля магнетита меньше, чем в

остальных формациях. Очень распространены куммингтонит и хлорит.

Состав и смесимость расплава и флюида зависят от глубины дифференциации (давления). Эта зависимость проявлена на рис. 3 и 4. Используются индексы, отражающие форму нахождения железа в пластах (по работе [Бордунов, 1983]). Индекс красноцветности (О) определен как отношение окисного железа, связанного в гематите и магнетите, к закисному железу магнетита, карбонатов, силикатов. Индекс сероцветности (М+С) является суммой магнезиальности и известковистости пород (отражает количество карбонатов ряда сиде-

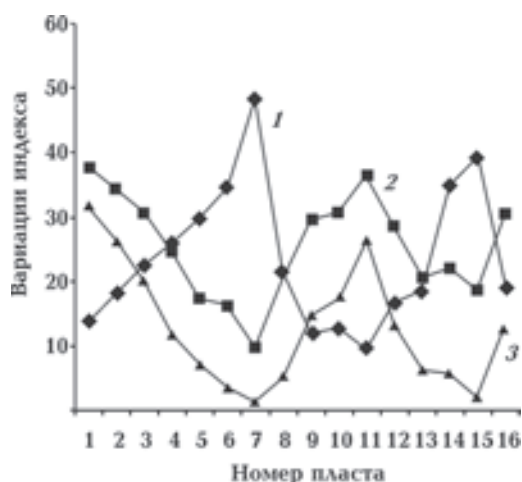


Рис. 3. График зависимости содержания железа от индекса сероцветности в железистых пластах Сурской ЗКС [Бордунов, 1983]: 1 — средний индекс сероцветности, 2 — общее содержание железа, 3 — магнетитовое железо, %.

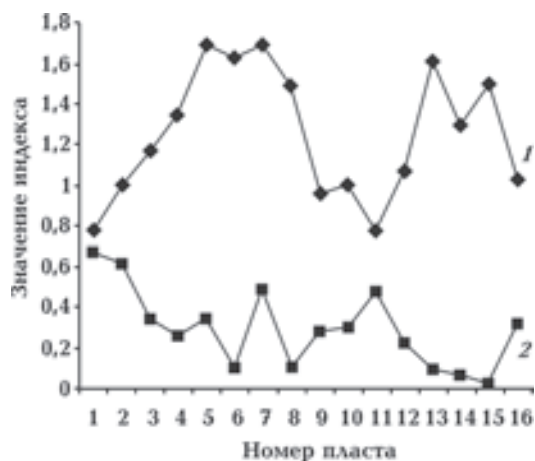


Рис. 4. График зависимости индексов кремнеземистости и красноцветности в железистых пластах Сурской ЗКС [Бордунов, 1983]: 1 — средний индекс кремнеземистости, 2 — красноцветности.

рит—магнетит и кальцит—магнетит). Индекс кремнеземистости (Si/FMC) определяет пропорции осаждения гелей кремния и соединений Fe, Mg, Ca (вычисляется по формуле  $\text{SiO}_2 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$ ).

Форма нахождения железа в пластах Сурской структуры напрямую связана с глубиной дифференциации расплава, соответствующей расположению ЛАГ в табл. 2. Номера пластов на рисунках соответствуют приведенным в табл. 2. Вариации значений индексов отражают уменьшение общего количества выносимого 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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ ), сопровождается возрастанием содержания карбонатной и силикатной составляющей 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. Снижение смесимости вызвано падением давления после перемещения объема расплава и флюида с глубины 250 км под кору. Происходит отделение карбонатной и водно-силикатной фаз, обогащенных хлоридными комплексами железа. Из флюидов, отделяющихся с глубины 50 км, образуются железисто-кремнисто-карбонатные пачки с хлоритом, тальком, актинолитом, а затем коматииты и брейнериты (см. табл. 2). Увеличение смесимости карбонатного и водно-силикатного флюидов в присутствии хлорид-ионов объясняет обязательную примесь карбонатов (сидерита) в силикатных и алюмосиликатных железистых пластах и наоборот. Это особенность железисто-кремнисто-вулканогенной формации.

Максимальное содержание карбонатного железа сопряжено с появлением сульфидов (пласт 7), что указывает на уменьшение окислительного потенциала и некоторую нейтрализацию флюидов на последнем этапе формирования коматиитовой формации. Ассоциация  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{FeS}_2$  устойчива при  $\text{pH}=6\div 8$  [Гаррелс,

Крайст, 1968]. Этот вывод подтверждается образованием жильных доломитов на этом этапе.

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).

**Гранитизация.** Большая часть магматических пород ЗКС, связанные с ними экгалационные карбонатные и железистые пласты образованы из расплавов и флюидов, поступающих из мантии. Однако не менее 70 % площади СПМБ занимают гранитогнейсовые купола. Именно поэтому СПМБ называют гранит-зеленокаменной областью. Гранитные расплавы могут образоваться исключительно в условиях коры [Wyllie, 1977; Рингвуд, 1981].

Долгое время было принято считать, что граниты возникают за счет плавления пород коры, которое возможно, так как геотермический градиент в архее был значительно выше, чем в фанерозое. Именно этим объясняются высокие температуры кристаллизации архейских тоналитов — до 1200 °С [Шинкарев, Иванов, 1983]. Однако наличие твердой оболочки предполагает, что температура в длительно существующем слое плавления на глубине 20—40 км могла лишь незначительно превышать 600—700 °С, а региональный геотермический градиент был выше ~35 °С/км. При более высокой температуре плавилась бы не только граниты, но и все породы, содержащие кварц и плагиоклаз, в том числе диориты и габбро, а при температуре 1200 °С плавилась бы и ультрабазиты. Эта температура соответствует условиям кристаллизации в коре расплава, образующегося на границе кора—мантия (в поле устойчивости плагиоклаза).

Очаги плавления на глубине 20—40 км, продуцирующие граниты, образуются и в фанерозое, и на современном этапе. Их наличие можно установить по косвенным признакам — появлению на поверхности гранитных расплавов, геотермальных флюидов или с помощью геофизических методов. Докембрийские очаги плавления на щитах выведены на поверхность вследствие высокого уровня эрозионного сре-

за. Поэтому можно увидеть последствия процессов, которые происходили в слое плавления или в непосредственной близости от него.

В. И. Орса выделяет на СПМБ четыре этапа гранитообразования, проявленные в складчатости [Орса, 1988]. По его мнению, пластичное состояние толщи поддерживалось в течение всего времени формирования палингенных гранитов. Установлено, что формирование днепропетровских гранитов СПМБ (палингенных аналогов сурских интрузивных гранитов) происходило в течение 0,2 млрд лет. Состав гранитоидов днепропетровского комплекса варьирует в широких пределах. Образующиеся на каждом этапе тоналиты и трондьемиты полностью замещали в разрезе ранние породы более кислого состава и в большей или меньшей степени амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы. Почти повсеместно фиксируются признаки длительного и сложного развития гранитогнейсов — реликты древних складок, погруженных в гранитную массу, связанную с деформациями последующих этапов развития и др. Гранитогнейсы кварц-диоритового состава содержат реликты переработанных амфиболитов, что дает основание связывать их образование с гранитизацией амфиболитов или кристаллосланцев. Отчетливо проявлено замещение амфибола биотитом, раскисление плагиоклаза, привнесение кремнезема, кристаллизующегося в виде кварца.

Внедрение кислых вулканитов также происходило в четыре этапа. Первый сопоставим с образованием толеитовой толщи — содержит цирконы, возраст которых, согласно работе [Артеменко, 1998], 3,17—3,13 млрд лет; второй и третий синхронны формированию коматиитовой формации 3,11—3,08 и 3,07—3,04 млрд лет, четвертый (3,0—2,95 млрд лет) соответствует времени формирования спилит-кератофиртуфовой формации. Интрузивные граниты демуринского и мокромосковского комплексов (с микроклином) образуются 2,8 млрд лет назад, что соответствует времени появления второй коматиитовой толщи и кратонизации СПМБ.

Абсолютный возраст палингенных гранитов может соответствовать как возрасту пропитывающего расплава, так и пропитываемого субстрата, так как плавление частичное. Они содержат магматогенные цирконы, образованные в период 3,03—2,97 млрд лет, а также более древние цирконы (3,3—3,18 млрд лет назад) [Бобров та ін., 2008]. Последние могут быть реликтовыми цирконами более древних, чем конкская серия, толщ (славгородской, вольнян-

ской и базавлукской) или пород, соответствующих породам добропольского комплекса Приазовского мегаблока. Основная масса цирконов днепропетровской толщи образована 3,01 млрд лет назад, что совпадает с заключительными этапами формирования коматиитовой формации. Последний очаг плавления в СПМБ не выведен на современную поверхность, присутствуют только интрузивные комплексы. Палингенные граниты шевченковского комплекса, возраст которых 2,8 млрд лет, широко представлены в ОПШЗ, где уровень эрозионного среза выше. В плагиогранитах шевченковского комплекса находятся скиалиты ультрабазитов Новогоровской ЗКС, являющейся продолжением Белозерской, а также самого древнего новопавловского комплекса.

Таким образом, гранитоиды, как и железистые породы, образовались в едином геодинамическом процессе с вулканогенными породами ЗКС. Частота и время их появления практически совпадают со временем появления коматиитов (серпентинитов в табл. 2, 3). Этот факт удовлетворительно объясняется в рамках двухуровневой кристаллизационной дифференциации в присутствии водного флюида.

Предполагается, что ультраосновный расплав, из которого на поверхности образовались магматические и эксгальционные породы коматиитовой формации, был сформирован при давлении 7 ГПа и температуре не менее 1750 °С [Гирнис и др., 1987]. Его дальнейшая дифференциация (на первом уровне) осуществлялась на глубине около 40—50 км при  $P=1,5\div 1,7$  ГПа и температуре выше 1580 °С. Состав расплава соответствовал перидотитовому коматииту, а кристаллизующаяся фаза была представлена оливином. Соответственно, расплав терял магний, а относительное содержание базальтоидной компоненты повышалось. При падении температуры до 1440 °С вероятно отсадка и пироксена, а состав расплава приближался к толеитовому пикриту, при падении еще на 20 °С — к составу оливинового толеита. В работе [Шинкарев, Иванников, 1983] предполагается кристаллизация ортопироксена. В кислой среде в присутствии воды она более вероятна, чем клинопироксена. Однако на основность остаточного расплава эта разница не повлияет, изменится лишь соотношение Ca/Fe.

Затем расплав, состав которого вследствие кристаллизации из него оливина и пироксена соответствовал оливиновому толеиту (габбро), а температура составляла 1350 °С, попадал на



следующий уровень — в кору. Дальнейшая дифференциация протекала при давлении около 0,6 ГПа (на глубине около 20 км) в условиях высокой активности ювенильной воды. Переход от габбро к тоналиту при  $P=1$  ГПа можно объяснить кристаллизацией клинопироксена, амфибола (роговой обманки), плагиоклаза и биотита в коровом очаге при падении температуры. При меньшем давлении (0,6 ГПа) либо большей активности воды пироксен на ликвидусе сменялся амфиболом. Еще одно отличие пород тоналит-трондьемитовых комплексов — практически полное отсутствие калиевого полевого шпата (ортоклаза) — вызвано активностью HCl в водном флюиде — весь калий концентрировался в слюде.

**Роль метасоматической составляющей при гранитизации** повышается даже при незначительном росте давления, температуры, а также химической активности флюида. Кинетика метасоматических реакций замещения резко возрастает в близосидусных условиях, т. е. в непосредственной близости от очага плавления.

В архее на глубинах 20—100 км расплавы были обогащены водным флюидом, содержащим HCl. На современном эрозионном срезе СПБ обнажаются породы, находившиеся на глубине более 10—15 км, тогда как расположение слоя плавления в коре было не глубже 20 км. Физические изменения, например, объема, вследствие поступления расплава, отделения флюида и др., способствовали образованию множественных проницаемых зон и перемещению флюида. Уровень эрозионного среза позволяет наблюдать как палингенное плавление пород коры, размещавшихся на глубине 15—20 км, так и метасоматические замещения, протекающие над коровым очагом: переходы между типично магматическими тоналитовыми гранитами, образованными непосредственно в слое плавления, мигматитами и породами аульской и части конкской серий в разной степени именными. Степень изменения зависит от удаленности от слоя плавления и наличия зон, проницаемых для флюида и расплава.

Пластичное состояние толщи, располагавшейся над коровой астеносферой, постепенные переходы между несомненно интрузивными породами и мигматитами однозначно свидетельствуют о роли тепла и вещества, поступавших из слоя плавления в течение всего процесса (0,2 млрд лет). Длительность существования астеносферы в коре (поддержание высоких температур) — очень важный параметр процесса, так как минимизирует до-

полнительные затраты тепловой энергии на плавление.

Как отмечалось выше, в интервал глубин коры попадал расплав, содержащий преимущественно водно-силикатный флюид, обогащенный хлором. Подобный флюид активно взаимодействовал как с самим расплавом, экстрагируя из него когерентные элементы, так и с породами первичной коры. Состав флюида вследствие этих взаимодействий приближался к составу гранитного (тоналитового) расплава, который кристаллизовался по мере падения температуры и давления.

Этот вывод подтверждается экспериментальными исследованиями взаимодействия базальта с водными растворами HCl при близосидусных температурах (600—800 °C) и давлении 0,1 ГПа [Пуртов и др., 2002]. С ростом содержания HCl увеличивается содержание кремнезема и глинозема в растворе, что приводит к стиранию грани между раствором и расплавом. При обработке порошка базальта нейтральным раствором в него экстрагируются натрий и калий (натрий в большей степени), при подкислении HCl — железо, кальций и магний. С ростом содержания кислоты их содержания в растворах увеличиваются на несколько порядков и находятся в ряду  $Fe > Ca > Mg$ . При взаимодействии базальта с подобными растворами плагиоклаз устойчив в широком диапазоне содержаний HCl, но в результате выщелачивания натрия увеличивается его основность, пироксен замещается роговой обманкой, которая при повышении концентрации HCl разлагается на кварц, плагиоклаз и антофиллит, при более высоких температурах ( $T > 700$  °C) — на кварц, плагиоклаз и тальк.

При формировании сурских и днепропетровских гранитоидов подобные процессы протекали непосредственно в коровой астеносфере, а также погребенной вулканогенно-осадочной толще, пропитываемой расплавом, содержащим флюид. И в расплавах, и в метасоматизирующих флюидах были активны Mg, Fe, Ca, определяющие состав темноцветных минералов и высокое содержание плагиоклаза. В процессе дифференциации возрастала активность Na. Даже из расплавов, содержащих приблизительно равное количество натрия и калия, в присутствии раствора HCl при давлении 0,2 ГПа первыми кристаллизуются кварц и альбит [Шинкарев, Иванников, 1983]. Это объясняет взаимопереходы между типично интрузивными и палингенными разновидностями. При этом метасоматическая и магматическая

составляющие на протяжении четырех этапов образовывали одинаковую минеральную композицию, которая состояла из кварца и плагиоклаза, пропорции между которыми, как и состав темноцветных, зависели от активности хлора и воды в расплаве и метасоматизирующем флюиде. Состав флюида был постоянен вплоть до 2,8 млрд лет, поэтому приходится говорить о метасоматических реакциях не замещения, а дополнения.

Отсутствие отрицательной аномалии европия в архейских породах также объясняется нейтральными или кислыми условиями в очагах дифференциации. Только в этих условиях устойчив  $\text{Eu}^{2+}$ . Даже при незначительном повышении щелочности он окисляется до  $\text{Eu}^{4+}$  и не может замещать кальций в составе плагиоклаза. В щелочной среде не образуются и кальциевые плагиоклазы, так как кальций экстрагируется в карбонатную фазу.

Следствием этого процесса являлось не только появление гранитоидов на поверхности. Предложенная модель гранитизации объясняет начало формирования коры как оболочки, отличающейся от мантии минеральным и химическим составом.

На СПМБ 2,85—2,65 млрд лет назад появляются массивы гранитов, в состав которых входит микроклин. Существующие датировки возраста многочисленны и вряд ли могут быть оспорены. На остальных блоках УЩ калиевые граниты появляются только 2,1—2,0 млрд лет назад. В более ранних, демуринских гранитоидах микроклин наложенный. КПШ, описанный в мокромосковских и токовских, — магматический. Появление микроклина вместо плагиоклаза свидетельствует об изменении химического состава не только коровых, но и мантийных расплавов. А существенное снижение окислительного потенциала, обуславливающее подвижность калия (а не железа), может быть сопряжено с изменением строения (фазового состава) мантии под СПМБ.

**Выводы.** Состав пород ЗКС СПМБ позволяет восстановить расположение границы литосфера—астеносфера в архейском геодинамическом процессе. Для этого было необходимо усовершенствование методики определения мощности литосферы по составу магматических пород, которое состояло в «добавлении» к расплаву каждого уровня воды, кремнезема и карбонатной составляющей. Формирование расплавов в докембрии происходило на тех же (близких) уровнях, т. е. при тех же давлениях, что и в фанерозое. Для объяснения состава по-

род необходимо допустить существенно большее количество флюида, сопровождающего дифференциацию на разных уровнях, и, возможно, несколько большие температуры первичных расплавов.

Минеральный и химический состав пород соответствует полученному в эксперименте, проведенном при высоком окислительном потенциале.

Особенности строения ЗКС — широкое развитие вулканогенных ультрабазитов, равноправное присутствие карбонатных и железистых пластов. Особенность химического и минерального состава каждого пласта — широкое развитие магнезиальных силикатов и карбонатов, высокое содержание железа. Особенность состава наложенных изменений — активность углекислоты и воды.

Непрерывный процесс, проявленный под всем СПМБ, состоял как минимум из 20 этапов, каждый из которых сопровождался изменением расположения ЛАГ.

Состав не только вулканогенных, но и железистых пластов зависит от размещения ЛАГ. Изменение химического состава железистых пластов объясняется глубиной дифференциации расплава, которая установлена независимо по составу вулканогенных. Подвижность железа в архее обусловлена активностью хлорид-ионов, высоким окислительным потенциалом расплавов, образующихся на больших глубинах, и активностью водного флюида с хлором (и кремнеземом) на меньших.

На СПМБ УЩ зафиксированы четыре фазы гранитизации, в общей сложности длящиеся 0,2 млрд лет. Подобный процесс возможен вследствие длительности геодинамического процесса в целом, а также многократного выноса глубинных расплавов, обогащенных флюидом, под кору и в кору. В процессе гранитизации одинаково важны как магматическая, так и метасоматическая составляющие. Плавление пород коры происходило вследствие ее кондуктивного прогрева, но в значительно большей степени вследствие проникновения в нее расплавов, начальная дифференциация которых происходила под корой. Поскольку расплавы были обогащены водным флюидом с хлором, то плавление пород коры сопровождалось растворением минералов, экстракцией в раствор кремнезема, глинозема, кальция и натрия. Поэтому из расплавов и флюидов, состав которых приближался к гранитному расплаву, кристаллизовались плагиоклаз и кварц. Их кристаллизация возможна только в

диапазоне *PT*-условий коры. Соответственно, с каждым новым этапом гранитизации в коре повышалось содержание кремнезема, глинозема, щелочей и кальция.

Высокие температуры кристаллизации архейских тоналитов объясняются их образованием из расплава, поступавшего с глубин, соответствующих мантийным. При проникновении в кору он быстро охлаждался вследствие растрат тепла на отделение расплава и флюида, сопровождавших прогрев и плавление окружающих пород. Поэтому выше слоя плавления палеогеотермический градиент (региональный) не мог быть очень высоким (существенно выше 35 °С/км). Большие температуры могли быть только в непосредственной близости от разломных зон, по которым происходила разгрузка расплавов и флюидов.

**Следствия рассмотренного геодинамического процесса (дискуссия).** Современная кора отличается от мантии минеральным и химическим составом. Она сложена породами, содержащими полевые шпаты и кварц, тогда как мантия сложена перидотитами. В фанерозое незначительное обогащение мантии происходит за счет опускания блоков коры в мантию на этапе, когда процесс протекает под корой и в коре, тогда как в кору выносятся мантийные расплавы и флюиды. Однако эти обмены существенно не отражаются на их валовом составе.

Главное отличие архея — противоположное направление потоков вещества. Выполненный анализ показывает, что в результате длительной активизации происходило его глобальное перераспределение.

Не исключено, что начальная твердая оболочка кристаллизовалась при больших температурах и была более основного состава, чем тоналитовая. На месте размещения современной мантии находился расплав, обогащенный базальтоидной и гранитофильной компонентой, водным и углекислым флюидом.

Поскольку большую часть площади ГЗО занимают гранитогнейсовые купола, то можно сделать вывод, что основная часть удаленного из мантии вещества имела состав, соответствующий тоналит-грандъемиту, т. е. была обогащена кремнеземом и глиноземом, кальцием и натрием. Породы, сложенные преимущественно кварцем и плагиоклазом, частично или полностью замещали более основные породы ранней коры. Появление на поверхности коматиитов только отражает масштаб конвективных течений в диапазоне глубин мантии. Их относительное количество незначительно, а

кристаллизационная дифференциация на глубине 50 км приводит к тому, что большая часть оливина и пироксенов оставалась в мантии.

Также происходило перераспределение железа, значительная часть которого выносилась к поверхности и концентрировалась преимущественно в железистых пластах. В докембрии железо подвижно в составе хлоридных комплексов вследствие высокого окислительного потенциала глубинных флюидов.

Таким образом, кора, сложенная плагиоклаз-содержащими породами, формировалась в процессе многократного внедрения расплавов, которые становились все менее основными. О раскислении коры именно в процессе формирования ГЗО свидетельствует увеличение доли средних и кислых пород в ЗКС к 3,0—2,8 млрд лет. Однако главный результат событий до 2,8 млрд лет — вынесение к поверхности кислорода и воды, углерода в виде углекислого флюида (а также азота и др.). Именно в это время образовались атмосфера и гидросфера. Их состав отличался от современного. Поверхностные воды имели кислую реакцию вследствие активности хлора и еще незначительной активности щелочей. Как показано выше, кислород, вода и углекислый газ выносились на всех этапах вместе с ультраосновными, основными и кислыми расплавами. Поэтому в результате стала возможной кристаллизация примитивной или обогащенной мантии.

При давлении, большем 1,5 ГПа, может кристаллизоваться перидотит, в составе которого преобладают оливин и пироксены. Кристаллическая мантия, обогащенная базальтоидной компонентой (кальцием, железом, глиноземом), неустойчива. Незначительное повышение температуры будет приводить к плавлению амфиболов, железистых пироксенов, что, по всей видимости, и происходило в архее. Мощность литосферы сокращалась при поступлении глубинных расплавов. От одного этапа плавления к другому базальтоидная компонента, а также избыток кремнезема выносились в кору, доля оливина в мантии увеличивалась и, соответственно, увеличивалась температура солидуса пород, что требовало значительно больших затрат энергии на ее следующее плавление.

То, что формирование кристаллической мантии, состав которой приближался к составу перидотита, происходило в архее, подтверждает возраст мантийных ксенолитов, вынесенных кимберлитами на кратонах (Сибирь, Южная Африка). В большинстве случа-

ев он колеблется около 3,0 млрд лет. Возраст ксенолитов эколгитов трубки Робертс Виктор —  $2,7 \pm 0,1$  млрд лет, Удачной —  $2,9 \pm 0,4$  [Pearson, 2005]. Согласно работе [Кадик, 2006], алмазные эколгитовые ксенолиты из кимберлитов трубки Удачная представляют продукты верхней мантии, возраст которой  $2,7—3,0$  млрд лет. Эколгитовые ксенолиты трубки Робертс Виктор и включения сульфидов в алмазах из

эколгитов трубок Корифонтейн, Кимберли и Орапа имеют архейский возраст  $\sim 3$  млрд лет [Shirey et al., 2001]. Это позволяет утверждать, что около 3 млрд лет назад до глубин формирования алмазоносных перидотитов твердая мантия или ее участки уже существовали. Таким образом, время формирования ЗКС является и временем формирования мантии под кратонами.

### Список литературы

- Артемченко Г. В. Новые геохронологические данные по Сурской зеленокаменной структуре. *Минерал. журн.* 1998. Т. 20. № 2. С. 74—81.
- Белевцев Р. Я. Термодинамика и генетическая эволюция докембрийских гранитоидов Украинского щита. В зб.: *Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі та етапами її тектоно-магматичної активізації*. Київ: УкрДГРІ, 2008. С. 35—46.
- Бобров А. Б., Монахов В. С., Сукач В. В. Парагенерации метаконатит-голейтовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 4. С. 103—113.
- Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimp радіології). *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. 2008. № 1. С. 9—24.
- Бордунов И. Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 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.
- Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А. В. Анциферова. Киев: Наук. думка, 2006. 190 с.
- Геохимия архея. Под ред. А. Кренера, Г. Н. Хенсона, А. М. Гудвина. Москва: Мир, 1987. 315 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатииков О. А. Генезис коматититов и коматититовых базальтов. Москва: Наука, 1987. 120 с.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 170 с.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1. Отв. ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1978. 328 с.
- Кадик А. А. Флюиды литосферы как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества. В сб.: *Флюиды и геодинамика*. Москва: Наука, 2006. С. 19—45.
- Кадик А. А., Луканин О. А. Дегазация верхней мантии при плавлении. Москва. Наука, 1986. 96 с.
- Конги К. Архейские зеленокаменные пояса. Москва: Мир, 1983. 390 с.
- Кутас Р. И. Тепловая эволюция и формирование докембрийской земной коры. В зб.: *Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі та етапами її тектоно-магматичної активізації*. Київ: УкрДГРІ, 2008. С. 90—96.
- Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология: Пер. с англ. Москва: Мир, 1980. 518 с.
- Орса В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Киев: Наук. думка, 1988. 202 с.
- Пуртов В. К., Анфилогов В. Н., Егорова Л. Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли: Пер. с англ. Москва: Недра, 1981. 584 с.
- Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Под ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1979. 412 с.
- Усенко О. В. Условия формирования гранитоидов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 2. С. 57—74.

- Усенко О. В. Условия формирования железисто-кремнистых формаций (Среденприднепровский мегаблок). *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 21—41.
- Усенко О. В. Условия формирования зеленокаменных структур Приднепровского блока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 6. С. 74—93.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014б. 240 с.
- Фортов В. Е., Храпак А. Г., Якубов И. Т. Физика неидеальной плазмы. Москва: Физматлит, 2004. 528 с.
- Шинкарев И. Ф., Иванников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Ленинград: Недра, 1983. 271 с.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B., 2005. Mantle Samples Included in Volcanics Rocks: Xenoliths and Diamonds. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 171—276.
- Shirey S. B., Carlson R. W., Richardson S. N., Menzies A., Gurney J. J., Pearson D. G., Harris J. B., Wiechert U., 2001. Archean emplacement of eclogitic components into lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal craton. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2509—2512.
- Takahashi E., 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *J. Geophys. Res.* 91, 9367—9382.
- Walter M. J., 2005. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 363—394.
- Wyllie P. J., 1977. Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc. London* 134, 215—234.

## Evolution of melts and fluids as a reflection of the crust and mantle formation by the example of the Middle Dnieper mega-block of the Ukrainian Shield. Archean

© O. V. Usenko, 2016

The scheme of geodynamic process during the production of granite-greenstone area (GGA) of the Middle Dnieper mega-block (MDMB) of the Ukrainian Shield has been presented. It reflects the change of the lithosphere thickness during activation lasted from 3.2 to 2.8 Ga ago. Composition of fluids accompanied melts differentiation within the mantle and crust has also been described. Special features of chemical and mineral composition of the greenstone rocks structures of the Middle Dnieper mega-block are wide development of magnesia silicates and high content of iron. Peculiarities of composition of superposed alterations reflect the activity of oxidized fluids carbonate, aqueous and silicate ones. These special features are inherent to all GSS of the Archean without any exclusion and practically are never repeated later. It is possible to explain this fact by high oxidation potential at the depths of more than 100 km and water and chloride ions activity at higher levels. Granitoids and ferruginous rocks are formed during integrated geodynamic process with volcanogenic rocks of the greenstone rocks structures.

**Key words:** Archean, granite-greenstone areas, greenstone structures, geodynamic process, granitization, fluid, comatite, tonalite, the Ukrainian Shield.

### References

- Artemenko G. V., 1998. New data on geochronology Sura greenstone structure. *Mineralogicheskii zhurnal* 20(2), 74—81 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., 2008. Thermodynamics and genetic evolution of Precambrian granitoids of the Ukrainian shield. In: *The evolution of Precambrian granitoids and associated minerals in connection with the energy of the Earth and the stages of its tectonic and magmatic activity*. Kiev: UkrGGRI, P. 35—46 (in Russian).
- Bobrov A. B., Monakhov V. S., Sukach V. V., 2000. Paragenertsii metakomatiit-tholeiitic greenstone belts formation of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 22(4), 103—113 (in Russian).
- Bobrov O. B., Stepanyuk L. M., Serhyeyev S. A., Presnya-

- kov S. L.*, 2008. Metatinality Dnepropetrovsk complex and age stages of their formation (geological setting, composition of Shrimp radiology. *Zbirnyk naukovykh prats' UkrDHRI* (1), 9—24 (in Ukrainian).
- Bordunov I. N.*, 1983. Krivoy Rog-Kursk eugeosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Garrels R. M., Christ Ch. L.*, 1968. Solutions, minerals, equilibrium. Moscow: Mir, 368 p. (in Russian).
- Geology of sedimentary-volcanogenic formations of the Ukrainian shield*, 1967. Ed. N. P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 380 p. (in Russian).
- Geological and geophysical model of Krivoy Rog-Kremenchug suture zones of the Ukrainian Shield*, 2006. Ed. A. V. Antsiferov. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Geochemistry of Archean*, 1987. Ed. A. Kröner, G. N. Henson, A. M. Goodwin. Moscow: Mir, 315 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archaea, 2005. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Girnis A. V., Ryabchikov I. D., Bogatkov O. A.*, 1987. Genesis komatiites and komatiitic basalts. Moscow: Nauka, 120 p. (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2007. Advection-polymorphous hypothesis underlying processes in tectonosphere. Kiev: Korvin Press, 170 p. (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield*, 1978. Ed. N. P. Semenenko. Vol. 1. Kiev: Naukova Dumka, 328 p. (in Russian).
- Kadik A. A.*, 2006. The fluids of the lithosphere as a reflection of the redox regime in the mantle: implications for the geophysical properties of deep substance. In: *Fluids and geodynamics*. Moscow: Nauka, P. 19—45 (in Russian).
- Kadik A. A., Lukanin O. A.*, 1986. Degassing during melting of the upper mantle. Moscow. Nauka, 96 p. (in Russian).
- Condi K.*, 1983. Archean greenstone belts. Moscow: Mir, 390 p. (in Russian).
- Kutas R. I.*, 2008. Thermal evolution and the formation of the Precambrian crust. In: *The evolution of Precambrian granitoids and associated minerals in connection with the energy of the Earth and the stages of its tectonic and magmatic activity*. Kiev: UkrGGRI, P. 90—96 (in Russian).
- Muller R., Saxena S.*, 1980. Chemical petrology. Trans. from English. Moscow: Mir, 518 p. (in Russian).
- Orsa V. I.*, 1988. Granite generation in the Precambrian Srednepridneprovsky granite-greenstone region. Kiev: Naukova Dumka, 202 p. (in Russian).
- Purtov V. K., Anfilogov V. N., Yegorova L. G.*, 2002. Basalt interaction with chloride solutions and the mechanism of formation of acid melts. *Geokhimiya* (10), 1084—1097 (in Russian).
- Ringwood A. E.*, 1981. Composition and petrology of the mantle: Trans. from English. Moscow: Nedra, 584 p. (in Russian).
- Ultrabasic formation of the central part of the Ukrainian shield*, 1979. Ed. N. P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 412 p. (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2014a. Formation conditions of granitoids Middle-Dnieper granite-greenstone area. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(2), 57—74 (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2015. Conditions of ferruginous-siliceous formation origin (Middle-Dnieper megablock). *Geofizicheskiy zhurnal* 37(1), 21—41 (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2006. Conditions of greenstone structures formation of the Pridnieprovian blok of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(6), 74—93 (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2014b. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Fortov V. E., Khrapak A. G., Yakubov I. T.*, 2004. Physics nonideal plasma. Moscow: Fizmatlit, 528 p. (in Russian).
- Shinkarev I. F., Ivannikov V. V.*, 1983. Physical and chemical petrology of igneous rocks. Leningrad: Nedra, 271 p. (in Russian).
- Shcherbakov I. B.*, 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B.*, 2005. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 171—276.
- Shirey S. B., Carlson R. W., Richardson S. N., Menzies A., Gurney J. J., Pearson D. G., Harris J. B., Wiechert U.*, 2001. Archean emplacement of eclogitic components into lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal craton. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2509—2512.
- Takahashi E.*, 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *J. Geophys. Res.* 91, 9367—9382.
- Walter M. J.*, 2005. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 363—394.
- Wyllie P. J.*, 1977. Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc. London* 134, 215—234.