

Периодизация и характерные особенности глубинных процессов в докембрии на примере Украинского щита

© О. В. Усенко, 2017

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 25 сентября 2017 г.

Детальна інформація про геологічну будову Українського щита (УЩ) дає змогу перевірити сучасне уявлення про те, що плюмова і плитова тектонічна активність можлива тільки після остаточного формування сублітосферної мантії 2,8—2,55 млрд років тому, а плюмові епізоди докембрію відбувалися 2,75—2,7; 2,45—2,4; 1,9; 1,8—1,75; 1,65 млрд років тому. На сьогодні можна вважати доведеним, що формування кори відбувалося до 4,0 млрд років тому, а плюмові події протерозою приводять до перетворення не тільки поверхні і кори, а й мантії. На УЩ можна виділити плюмові епізоди та визначити геологічні процеси, тому що ізотопний вік встановлено не за детритовими цирконами, а за тими, що входять до складу порід. Окремі епізоди об'єднуються в тривалі плюмові події (активізації) до 3,2; 3,2—2,8; 2,7—2,3; 2,3—1,65 млрд років тому. Особливості будови граніт-зеленокам'яної області Середньопридніпровського мегаблока УЩ дають змогу дійти до висновку, що до 2,7 млрд років тому потужної субконтинентальної літосфери, складеної тугоплавким перидотитами, не існувало. Шар, що кристалізувався з поверхні, був складений легкоплавкими мінералами і збагачений базальтоїдною компонентою. Потужність кристалічного шару скорочувалася до 100 і 50 км при винесенні розігрітої глибинної речовини і збільшувалася при кристалізації до 150—200 км. Астеносфера обов'язково містила розплав, розбавлений силікатно-водно-карбонатним флюїдом. Після 2,7 млрд років тому утворилися два великі блоки. На рубежі архею і протерозою (2,5 млрд років тому) територія УЩ була розділена на блоки і території, що просторово тяжіють до шовних зон. За складом товщ можна припускати, що на рубежі архею і протерозою утворилися тектонічні одиниці, що різняться перебігом глибинних процесів. Наступна плюмова подія (2,3—1,65 млрд років тому) проявлена як етап перетворення мантії і кори на всіх кратонах. У будові УЩ установлено беззаперечні ознаки плитовотектонічних процесів. Максимальні за амплітудою рухи відбувалися 2,0—1,65 млрд років тому. В процесі цієї плюмової події змінився склад флюїдів і розплавів, що виносилися з мантії. Гранітизація проходить за участі водних хлоридно-калієвих флюїдів. Після гранітизації активні сухі лужні карбонатно-фторидно-натрієві флюїди. Винесення розплавів, флюїдів відбувалося невеликими порціями, а режим пульсуючого плюму багато в чому визначав склад магматичних порід і гідротермальних розчинів.

Ключові слова: плюмова подія, межа літосфера—астеносфера, еволюція кори і мантії, континентальна літосферна мантія, смугаста залізіста формація, тоналіт-трондєміт-гранодіоритова формація, коматіт, анортозити, лужні магматичні породи.

Введение. Интерес к ранней истории Земли вызван развитием аналитических методов, накоплением большого объема изотопно-геохимических данных. Это позволило выдвигать более обоснованные гипотезы о геодинамических процессах докембрия. При установлении времени фор-

мирования коры и мантии, этапов их дальнейшего развития используется возраст детритовых цирконов, монацитов и сульфидов с помощью различных изотопных систем [Carlson et al., 2005; Condie, 2011; Griffin et al., 2014 и др.]. Наиболее распространенные датировки интерпретируются

как этапы образования или наращивания коры. Также привлекаются петрохимические характеристики. В последнем случае речь идет об общих особенностях состава типов пород (коматиитов, базальтов и т. д.), которые присущи определенному этапу развития Земли. По этой информации устанавливаются особенности теплового режима и состава оболочек Земли на разных этапах ее развития, а также другие общепланетарные особенности, имеющие четкую временную привязку [Herzberg, Rudnick, 2012; Campbell, Griffiths, 2014 и др.]. Обработываются огромные массивы данных, что позволяет говорить о периодизации глобальных событий.

Существует ряд особенностей развития Земли в докембрии, которые в настоящее время не имеют однозначного объяснения. Коматииты и тоналит-трондjemит-гранодиоритовая (ТТГ) формация, представленные во всех гранит-зеленокаменных областях архея, никогда не встречаются впоследствии. Полосчатая железорудная формация (ПЖФ или Banded Iron Formation, сокращенно BIF) образуется главным образом в докембрии. Но и докембрийские железистые формации очень различны. Общепринятым является деление на тип Алгома, представленный в зеленокаменных структурах (ЗКС), и Сьюпериор — в палеопротерозойских шовных зонах. В работе [Bekker et al., 2010] предложено выделение двух железистых формаций по текстурно-структурным признакам: полосчатой (BIF) и зернистой (Ganular Iron Formation — GIF). Полосчатая формация более характерна для архейских и палеопротерозойских железистых пород, тогда как зернистая только для палеопротерозойских. В работе [Железисто-кремнистые..., 1991] выделены три железистые формации, различающиеся строением и составом. Архейская железисто-кремнисто-вулканогенная (ЖКВ) соответствует типу Алгома и встречается только в ЗКС, тогда как железисто-кремнисто-сланцевая (ЖКС) и железисто-кремнисто-карбонатная (ЖКК) приурочены к палеопротерозойским шовным зонам,

но образуются в разное время.

Не менее актуальна для докембрия проблема известняков и доломитов. Только после 2,7 млрд лет появляются, а после 2,1 млрд лет приобретают широкое развитие кальцифиры и графитовые сланцы, что связано с вынесением углерода вследствие активности плюмов. Резкое увеличение содержания ^{13}C в морских карбонатах наблюдается около 2,2 млрд лет назад и продолжается еще 150 млн лет. Количество захороненного углерода превышает современный уровень в 12—22 раза. Максимальное накопление черных сланцев на всех континентах происходит 2,1—2,0 и 1,7—1,9 млрд лет назад. Отрицательное отклонение $\delta^{13}\text{C}$ в углях и черных сланцах (-24) свидетельствует о мантийном источнике метана [Holland, 2002]. Вынесение повышенных количеств CH_4 и CO_2 в морскую воду приводит к резкому увеличению количества морских строматолитов.

Планомерное изучение Украинского щита (УЩ), проводившееся до 90-х годов прошлого века производственными и научными организациями [Геология..., 1967; Железисто-кремнистые..., 1978; 1991; Стратиграфические..., 1985 и др.], позволяет значительно дополнить перечень особенностей каждого периода развития Земли. Подобная возможность появилась в последние десятилетия, так как для многих магматических и метаморфических комплексов был установлен изотопный возраст магматизма, метаморфизма и других процессов, сопровождающихся образованием цирконов [Геохронология..., 2005, 2008; Лобач-Жученко и др., 2011, 2013; Lobach-Zhuchenko et al., 2014].

Превалирующий объем геологической информации представлен описаниями разрезов и магматических комплексов, которые сопровождаются петрохимическими и геохимическими аналитическими данными. Возможно, сегодня можно скептически относиться к их точности. Однако эта информация очень важна, так как она характеризует последовательность событий на всех мегаблоках УЩ от 3,65 до 1,65 млрд лет назад. Обобщения и анализ полученных

данных проведены в работах [Ультрабазитовые ..., 1979; Бордунов, 1983; Щербаков, 2005; Геолого-геофизическая..., 2008 и др.].

Исследователи УЩ настаивали на необходимости учета всех проявлений глубинных процессов. Магматизм, гидротермальная деятельность, метаморфические преобразования вулканогенно-осадочных комплексов, тектонические нагрузки являются формами растраты внутренней энергии Земли в виде тепловой энергии, механической работы, перераспределения вещества [Семененко, 1990]. Необходим четкий учет времени и последовательности проявления этих процессов, так как они могут быть многократно повторены на одном геологическом объекте. Однако каждое событие имеет присущие только ему вещественные и структурно-текстурные особенности [Венидиктов, 1986]. Современные исследования, проводимые с использованием новейших технологий, полностью подтверждают эти представления [Lobach-Zhuchenko et al., 2014].

Целью работы является разделение истории развития УЩ на периоды (плюмовые события или активизации) и установление специфики состава и строения магматических и метаморфических комплексов, проявления тектонических процессов, присущих каждому из них. Могут лишь оговариваться условия, необходимые для появления расплава или флюида подобного состава, сопоставляться породы, образованные из расплавов, дифференцированных в сходных *PT*-условиях. Построение геодинамической модели не входит в поставленные задачи. Проводится лишь общее сравнение развития УЩ с мнениями, представленными в литературных источниках.

Современные представления о периодизации событий докембрия. Современная модель тектоники плит включает в себя подъем мантийных плюмов — вертикальное перемещение вещества глубинных геосфер к поверхности или в верхние оболочки Земли [Лобковский и др., 2004; Богатиков и др., 2010; Гинтов, 2014; Ernst et al., 2016 и др.]. Причиной подъема счи-

тается механическая нестабильность глубинных перегретых масс, вызывающая всплывание плюма в окружении более холодного (более плотного) вещества [Рябчиков, Когарко, 2016]. Вследствие адиабатической декомпрессии происходит повышение степени плавления вещества плюма. Другая точка зрения главной причиной магнообразования в плюмовой обстановке предполагает вертикальную миграцию летучих компонентов (потoki восстановленных флюидов), снижающих температуры плавления силикатного материала [Wyllie, Ryabchikov, 2000; Green et al., 2001]. По мнению автора, это взаимодополняющие причины. В любом случае, плюмовый процесс предполагает наличие субконтинентальной литосферной мантии, в которой и происходит подъем плюма, отличающегося реологическими свойствами. В плит-тектонических моделях считается, что литосфера представляет собой жесткую и относительно холодную внешнюю оболочку, изолированную от конвектирующей астеносферы и характеризующуюся кондуктивным тепловым режимом. Литосфера включает кору и литосферную мантию, которая обеднена базальтоидной компонентой и отделена от обогащенной астеносферы границей раздела [O'Reilly, Griffin, 2010].

Согласно работе [Griffin et al., 2014], режим, существовавший до 3,5—3,2 млрд лет, нельзя назвать плюмовым, так как литосферная мантия начинает формироваться 3,5 млрд лет назад, а пик ее образования приходится на 3,0—2,8 млрд лет назад. Химический состав и даже реология кристаллического слоя в архее отличаются от состава и реологии субконтинентальной литосферной мантии. Только после ее окончательного формирования 2,8—2,55 млрд лет назад проявляется новый тектонический стиль с частыми активностями плюма, начало какой-либо формы тектоники плит и сохранение больших объемов континентальной коры [Griffin et al., 2014 и др.].

В статьях [Isley, Abbott, 2002; Ernst, Buchan, 2003] время появления магматичес-

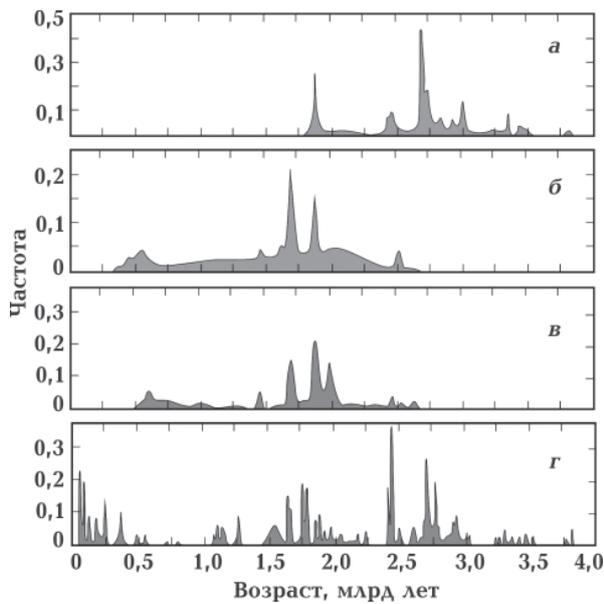


Рис. 1. Сопоставление периодичности возникновения железистых формаций (а), площади осадочных отложений (б), черных сланцев (графитоносных формаций) (в) с проявлениями плюмовых эпизодов по работе [Isley, Abbott, 2002] (г). Приведено по [Condie, 2011].

ких пород, имеющих мантийный источник (коматиитов, трапловых базальтов, мафических даек и расслоенных интрузий), применено для выявления единичных плюмовых эпизодов (mantle-plume event) в истории Земли. Ультрабазиты и базиты образовывались и в архее, но к собственно

плюмовым отнесены эпизоды докембрия, которые происходили 2,75—2,7, 2,45—2,4, 1,8—1,75, 1,65 млрд лет назад [Isley, Abbott, 2002]. К. Конди также выделяет эпизод 1,9 млрд лет назад (рис. 1). Многие авторы соотносят плюмовые эпизоды с распадом и объединением суперконтинентов [Condie, 2011; Griffin et al., 2014]. К этим пикам привязываются другие характеристики: изменение соотношений изотопов кислорода, углерода, серы, рельефа морского дна, проявлений гидротермальной деятельности, сопровождающейся хемогенным отложением осадков, изменения окислительно-восстановительного потенциала и рН морской воды, смена биоценозов и др. [Condie, 2011]. Плюмовые эпизоды сопровождаются образованием железистых формаций, накоплением осадочных толщ, в составе которых присутствуют и углеродсодержащие пласты (рис. 1), т. е. накопление осадков, в том числе железистых и графитоносных пород, связано с активностью плюма. Пики встречаемости детритовых цирконов (рис. 2) также находятся «внутри» плюмовых событий.

В работе [Condie, 2011] термин «плюмовый эпизод» четко не определен, но очевидно имеет более широкое значение, так как отражает не просто факт вынесения вещества из мантии, а соответствует процессу, характеризующемуся рядом осо-

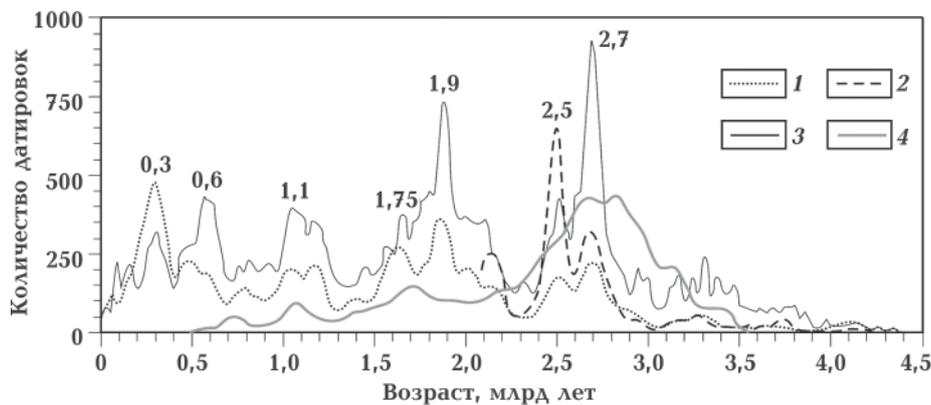


Рис. 2. Периодизация этапов образования коры и мантии [Литасов, Шацкий, 2016]. Цифры — время магматической активности и формирования континентальной коры. Данные $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ изотопного возраста: 1 — [Belousova et al., 2010]; 2 — [Griffin et al., 2014] (период исследования ограничен 2,0 млрд лет); 3 — [Condie et al., 2015]; 4 — распределение возрастов литосферных алмазов (Re-Os метод) по работе [Griffin et al., 2014].

бенностей проявления. Для обозначения однократного подъема частично расплавленного вещества под жесткую литосферу используют термины апвеллинг и андерплейтинг (или подслаивание), которые также широко употребимы, но не очень четко очерчены. Единичные плюмовые эпизоды объединяются в длительный процесс, характеризующийся большим или меньшим количеством появлений мантийных расплавов (рис. 1, г). Тогда следует говорить о плюмовом событии, которое начинается с достижения плюмом границы 250 км, на которой образуются (дифференцированы) самые глубокие расплавы, достигающие поверхности.

Плюмовые эпизоды выделяются по факту появления магматических пород, т. е. исследуется частный случай, когда астеносфера является слоем частичного плавления, а литосфера представляет собой кристаллический слой, размещенный над астеносферой. Согласно исследованиям состава и условий образования мантийных перидотитов, распределение температур в мантии изменяется во времени, а граница астеносфера—литосфера (ЛАГ) подвижна. Она может опускаться вследствие гравитационного расслоения (эклогитизации) либо подниматься вследствие апвеллинга горячего вещества (подъема плюма) [O'Reilly, Griffin, 2010]. Проявление плюмовых эпизодов имеет пространственную привязку, т. е. речь идет о размещении слоя плавления под территорией, характеризующейся магматизмом сходного состава. Состав расплавов определяется глубиной размещения ЛАГ [Presnal et al., 2002 и др.]. Зная состав и возраст магматических пород, можно восстановить время подъема и опускания ЛАГ [Усенко, 2014]. И тогда ЛАГ соответствует размещению верхней кромки плюма под данной территорией на момент образования породы, т. е. имеет пространственно-временные координаты.

Происхождение и состав первичной коры. При изучении детритовых цирконов обнажения Джек Хиллс (Западная Австралия) было установлено, что протокора существовала уже 4,4—4,0 млрд лет назад, а

ее преобразование проходило в несколько этапов [Nebel et al., 2014]. Пик ее формирования приходится на 4,25 млрд лет назад [Holden et al., 2009] или 4,1—4,2 [Griffin et al., 2014].

Состав первичной коры установить затруднительно, так как она не сохранилась. Сегодня существуют разные мнения. Некоторые авторы считают, что первичная кора была базальтовой [Condie, 2011; Griffin et al., 2014 и др.]. Другие придерживаются мнения, что состав коры соответствовал тоналиту [Nutman et al., 2001; Щербаков, 2005 и др.]. В цирконах, образованных 4,4—4,1 млрд лет (изотопная система $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$), обнаружены включения калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, монацита и апатита, что предполагает гранитный источник самих цирконов [Maas et al., 1992]. Это подтверждается и низкой температурой их кристаллизации 700°C [Harrison et al., 2008]. Включения и кварца, и циркона образованы при кристаллизации из магматических расплавов [Griffin et al., 2014]. В связи с этим наиболее вероятным представляется, что первичная кора начала кристаллизоваться при падении температуры «магматического океана» и соответствовала составу базальта. Однако на поверхности оставались «озера» гранитной магмы, которые кристаллизовались при дальнейшем остывании. Остаточные кислые расплавы содержали водные флюиды, которые могли отделяться с поверхности в виде пара по мере кристаллизации гранитов. Это объясняет более высокие содержания $\delta^{18}\text{O}$ в гадейских цирконах (~7,5) по сравнению с изотопным составом пород мантии (~5,3) [Valley et al., 2002; Nebel et al., 2014]. По мнению автора, это более логичное объяснение, чем плавление водосодержащих пород типа глинистых сланцев, предложенное в работе [Valley et al., 2002]. Другими словами, первичная кора, по всей видимости, была гетерогенной, но базальты преобладали. Это подтверждается распределением РЗЭ в цирконах (40 зерен) обнажения Джек Хиллс, 10 % которых поступили из кислых пород, тогда как 75 % из пород с содержа-

нием SiO_2 65 % [Cavosie et al., 2007]. Большое значение имели обмены с магматическим резервуаром, размещавшимся под тонким слоем кристаллического вещества.

Древнейшие породы обнаружены на Канадском щите [O'Neil et al., 2012]. Многопородный разновозрастный комплекс представлен гнейсами Акаста. Изотопный ($^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) возраст 4,28—3,96 млрд лет установлен в интенсивно деформированных амфиболитах и тоналитах. По всей видимости, они образованы уже после кристаллизации первичной коры, так как сложены перемежающимися гранодиоритами, тоналитами и трондjemитами, а также базальтами и ультрабазитами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Разрез, сложенный первично-вулканогенными породами (коматиитами, базальтами и тоналитами), типичен для архейских ЗКС. Они представлены на всех кратонах. Тоналиты Западной Гренландии образованы 3,87—3,66 млрд лет назад [Hiess et al., 2009], гнейсы Северо-Китайского щита — 3,8 млрд лет [Liu et al., 1992; Song et al., 1996], Восточно-Антарктического щита — 3,98 млрд лет [Беяцкий и др., 2011]. На УЩ самыми древними породами являются эндербиты Бугского мегаблока (БМБ) (3,75 млрд лет) и тоналиты новопавловского комплекса (3,67 млрд лет) [Геохронология..., 2005; Лобач-Жученко и др., 2011, 2013]. Статистическая обработка данных показывает, что в истории Земли были периоды, когда количество новообразованных цирконов резко возрастало (см. рис. 2), т. е. четко проявлена периодичность. Величина пиков у разных авторов разная, так как зависит от выборки и места опробования, однако сами пики выделяются во всех случаях. Обычно пики интерпретируются как этапы увеличения объема, наращивания коры [Condie, 2011]. Детритовые (обломочные) цирконы появляются при дезинтеграции магматических и метаморфических пород. Образование цирконов или наращивание молодых кайм на более древних ядрах возможно в присутствии гранитного расплава [Каулина, 2010]. Главный источник цирконов — граниты. Именно при их дезинте-

грации образуется основная масса детритовых цирконов. В меньших количествах цирконы кристаллизуются при образовании основных пород и метаморфизме (с привнесением расплавов-флюидов). Гранитные расплавы образуются при давлении не более 1,2—1,5 ГПа [Walter, 2005 и др.]. На докембрийских щитах неперемещенные (палингенные) граниты собственно слоя плавления выходят на поверхность на обширных территориях. Таким образом, возраст большей части детритовых цирконов отражает время кристаллизации магматических гранитов и слоя частичного плавления в коре.

Этапы преобразования коры по результатам исследования ксенолитов. Определение изотопного возраста нижнекоровых ксенолитов (в большинстве случаев вынесенных кимберлитовыми расплавами в девоне) свидетельствуют о многостадийной магматической и метаморфической эволюции. В северо-восточной части Сибирской платформы $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ конкордантный возраст индивидуальных зерен цирконов из ксенолитов плагиогнейсов и кристаллосланцев составляет 2,9, 2,7 и 2,4 млрд лет. В то же время $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ модельный возраст свидетельствуют о том, что «протоко́ра» Сибирского кратона уже существовала 3,8—3,5 млрд лет назад. Основные этапы формирования архейской коры центральной части Якутской алмазоносной провинции — 3,8—3,5, 3,35—3,18, 2,95—2,38 млрд лет, а возрастной этап 2,0—1,78 млрд лет соответствует метаморфизму, который в ряде случаев сопровождался плавлением. По мнению авторов работы [Шацкий и др., 2005], это свидетельствует о многостадийном подслаивании коры более поздними ультрабазитовыми расплавами

Гранатовые гранулиты нижней коры, представленные в ксенолитах кимберлитовых трубок «Удачная» и «Комсомольская» на Сибирской платформе, были сформированы около 3,0 млрд лет назад и метаморфизованы 1,9—1,8 млрд лет назад [Koreshkova et al., 2009]. Возраст цирконов нижней коры на юге Сибирского кратона изменяется от архейского (3,4 и 2,6 млрд

лет) до палеопротерозойского (2,0, 1,88—1,85 млрд лет) [Poller et al., 2005].

Время образования и преобразования литосферной мантии. В работе [Carlson et al., 2005] собраны данные по всем кратонам мира. Самые древние мантийные ксенолиты обнаружены в Южной Африке (более 4,0 млрд лет), но пик определенных возраста приходится на период 3,0—2,8 млрд лет назад (см. рис. 2). Мантийные перидотиты этого возраста преобладают на всех кратонах. В трубке «Кимберли» в основании коры залегают ксенолиты, в которых ядра цирконов имеют возраст 3,2 млрд лет, а каймы образованы 2,9 млрд лет назад. Время формирования большей части перидотитов мантии в этой работе оценено в 2,89 млрд лет.

В работах [Carlson et al., 2005; Griffin et al., 2014] обобщены данные, согласно которым образование литосферной мантии представляет собой длительный процесс (см. рис. 2), а самые молодые алмазы (0,5 млрд лет) образованы накануне кимберлитобразования. При исследованиях ксенолитов, образованных в диапазоне *PT*-условий от 2,5 до 6,6 ГПа и от 720 до 1320 °С (трубки «Удачная» и «Обнаженная»), были обнаружены и палеопротерозойские перидотиты, Re-Os возраст которых близок к 2,0 млрд лет [Ionov et al., 2015]. Авторы считают, что мантия Сибирского кратона образована по меньшей мере в два этапа — 2,9—2,6 и ~2,0 млрд лет назад.

Ксенолиты мантийных перидотитов из двух кимберлитовых трубок северо-западной части Канадского щита характеризуются возрастом 3,0—2,6 млрд лет (в одной трубке диапазон составляет 2,8—2,6 млрд лет, а во второй 3,0—2,7 млрд лет). Палеопротерозойская группа соответствует периоду 2,1—1,7 млрд лет, а возраст около 546 млн лет — времени кимберлитобразования [Liu et al., 2016]. При этом наблюдается соответствие между возрастом пород на поверхности и временем образования ксенолитов. В геологическом строении района участвуют преимущественно архейские породы (2,9—2,7 млрд лет), но присутствуют и палеопротерозойские

(2,1—1,8 млрд лет), а также дайки диабазов (2,2—2,0 млрд лет).

С помощью Sm-Nd метода оценено время отделения от мантийного резервуара расплавов, образующих интрузивные породы (провинция Черчилль, Канада): 3,3 млрд лет, 2,9—3,1 млрд лет, 2,7—2,8 млрд лет назад [Peterson et al., 2010]. Наблюдается временная зависимость между проявлением на поверхности событий, инициированных в мантии, и отделением расплавов.

Изучение состава и *PT*-условий образования перидотитов ксенолитов также свидетельствует о более поздних преобразованиях сублитосферной мантии. Распределение температур, установленное по минералам перидотитов, показывает, что континентальная геотерма многих кратонов испытывает «излом». Происходит изменение градиента на глубинах 170—220 км (Лесото). На глубине 220 км превышение температуры достигает 300 °С. Изменения состава образцов, демонстрирующих повышенные температуры, однозначно свидетельствует о метасоматической переработке мантии под воздействием глубинного вещества. Это может объясняться только влиянием плюма, так как температура источника метасоматизирующего флюида должна быть намного выше околосолидусных температур [Boyd et al., 2004; O'Reilly, Griffin, 2010].

Состав и возраст ксенолитов, выносимых из мантии кимберлитами, подтверждает, что на кратонах плавление и частичное замещение мантии и нижней коры происходило неоднократно. Можно сделать вывод, что образование коры и мантии, а также преобразование их в палеопротерозое — общепланетарные процессы.

Украинский щит. Единой общепризнанной схемы корреляции стратиграфических разрезов УЩ в настоящее время не существует. Предложенная схема (табл. 1) основана на общих вещественных признаках и является гипотетической. Она не противоречит имеющимся определениям изотопного возраста, а ее обоснование приведено в работах [Усенко 2016а, б, 2017]. В данной работе она несколько изменена.

Т а б л и ц а 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов Украинского щита

| млрд лет | ВМБ, ПАМБ | РТМБ | БМБ, ГШЗ | ИМБ | ККЗ | СПМБ | ОПШЗ, ПМ |
|--|--|---|--|--|---|----------------------------------|------------------------------|
| Плюмовое событие (2,3—1,75 млрд лет назад). Третья активизация. Второй ТМЦ | | | | | | | |
| 1,75 2,0 | | | | | Глееватская свита | | Садовая свита |
| Гранитизация. Первый ТМЦ | | | | | | | |
| 2,0 | Тетеревская серия Кочеровская свита | Белоцерковская толща Володарская толща | Бугская серия Хашеваго-завальевская Копаро-александровская свиты | ? | Криворожская серия Гданцевская свита | | Сачинская (Дибровская) свита |
| | | | | | | | Темрюкская свита |
| 2,3 | Городская свита | | | | | | |
| Плюмовое событие (2,7—2,3 млрд лет назад). Вторая активизация. Второй ТМЦ | | | | | | | |
| 2,3 | Васильевская свита | Росинско-тикичская серия | Днестрово-бугская серия Павловская толща | Ингуло-ингулецкая серия Рошаховская свита | Саксаганская Склеватская Новокриворожская свиты | Белозерская серия | Гуляйпольская свита |
| | | | | | | | |
| 2,5 | | | Гранитизация. Первый ТМЦ | | | | |
| 2,7 | | | Тывровская толща (накопление) | Каменно-костоватская свита | | Спасовская свита | |
| Дополновые события. Первая активизация | | | | | | | |
| 2,8 | Эндербит ? | ? | Гранитизация | ? | Конкская серия Гранитизация | Гранитизация | |
| 3,0 | | | | | Верхняя коматитовая формация Андезито-базальтовая формация Гранитизация | Новогоровская, косицевская толща | |
| 3,3 | | | | | Коматитовая формация Толейтовая формация Гранитизация | | |
| Нулевая активизация | | | | | | | |
| 3,65 3,8 | ? | ? | Эндербиты | ? | Аульская серия | | Новопавловская толща |

Автором используются термины, распространенные в отечественной литературе. Они приводятся наряду с более современными и шире употребляемыми. Активизация соответствует плюмовому событию для палеопротерозоя, тектономагматический цикл — процессу подъема или опускания ЛАГ. Между ними происходит гранитизация — формируется очаг плавления в коре, куда выносятся базальтовая составляющая, разбавленная флюидом.

Доплюмовые и плюмовые события (активизации) на УЩ неравномерно охарактеризованы в определениях изотопного возраста. Множественными датировками проявлены архейские события. Наиболее часты даты 3,65, 3,3, 3,1—2,95, 2,8 млрд лет. Еще более распространены цирконы, образованные 2,05—1,95 млрд лет назад. Многочисленными датировками магматических событий и гидротермальной активности обозначен интервал 1,8—1,65 млрд лет [Геохронология..., 2005, 2008; Лобач-Жученко и др., 2011, 2013; Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Значительно реже в этих работах встречаются определения возраста, относящиеся к плюмовому событию 2,7—2,3 млрд лет назад, а также к первой половине следующего плюмового события. Во многих случаях они «затерты» последствиями глобальной гранитизации ~2,0 млрд лет.

Все доплюмовые и плюмовые события проявлены в Хашчевато-Завальевской структуре Среднего Побужья. Они зафиксированы благодаря особенностям геологического строения и большому количеству определений. В работах [Геохронология..., 2005, 2008] приведены датировки: 3,65, 3,38, 3,1, 2,9—2,8, 2,72, 2,57, 2,36, 2,16, 2,09—1,93 млрд лет, в статьях [Лобач-Жученко и др., 2011, 2013] — датировки 3,62—3,51, 3,34, 3,28, 2,87, 2,67—2,66, 2,45, 2,14, 2,08, 1,98 млрд лет. На поверхность выведены породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, что говорит о больших глубинах их первичного залегания. При подслаивании коры значительные объемы расплава, обогащенного флюидом, проникают в кору. Происходит ее частич-

ное плавление — гранитизация. В течение нескольких плюмовых событий, породы, в настоящее время выведенные на поверхность, могли размещаться на глубине 20 км и более. В них сохранились цирконы, образованные или дорощенные на каждом этапе частичного плавления и замещения коры.

Выделяются те же периоды, что и в работе [Isley, Abbott, 2002] (см. рис 1). Однако для УЩ эти рубежи во многих случаях имеют привязку к геологическим событиям и процессам, так как датированы не детритовые цирконы, а входящие в состав пород.

Архей. Нулевая активизация. Первичная кора УЩ могла быть сформирована около 3,8 млрд лет назад. В работах [Лобач-Жученко и др., 2011, 2013] формирование протолита оценивается временем 3,65—3,5 млрд лет назад. Проявления глубинных процессов в архее можно разделить на два «доплюмовых» события или две активизации. Продукты нулевой активизации, протекавшей на УЩ до 3,3—3,2 млрд лет назад, сохранились в виде реликтов пород, погруженных в гранитную матрицу только в Орехово-Павлоградской шовной зоне (ОПШЗ). В процессе первой активизации образована гранит-зеленокаменная область Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ). Окончание «доплюмовых» или «доплитовотектонических» событий на УЩ (~2,7 млрд лет назад) установлено по времени появления посттектонических интрузивных гранитов на СПМБ.

На Новопавловском участке ОПШЗ породы залегают в виде крутопадающих слоев, сложенных пироксенитами (возраст 3,365 млрд лет), перидотитами и тоналит-трондьемитами (возраст 3,36 млрд лет) [Геохронология..., 2005]. Гранат-биотитовые гнейсы Васильковского участка в северной части ОПШЗ содержат цирконы, образованные 3,64, 3,5 и 2,86 млрд лет назад. Формирование ультрамафитов (из глубинных расплавов) датировано 3,65 и 3,5 млрд лет назад, тоналитов и лейкосомы гранитов — 3,4—3,3 млрд лет назад. В это время существовал слой плавления в коре. В тоналитах присутствуют цирконы, образован-

ные 3,4, 3,25, 2,85, 2,65, 2,1 млрд лет назад, в гранитах — 3,4, 3,3, 2,0 млрд лет [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Возможно, гранитизация и метаморфизм происходят и 3,5—3,4 (?), и 3,3 млрд лет назад. Таким образом, период 3,65—3,5 млрд лет назад проявлен в магматизме, источники вещества которого размещались на разных уровнях. Высокомагнезиальные мантийные расплавы образуются уже 3,65 млрд лет назад, что означает существование кристаллической оболочки (первичной коры) до глубины 40—50 км. По мнению И. Б. Щербакова, до образования пород новопавловского комплекса уже существовала кора, способная обеспечить гранулитовый метаморфизм [Щербаков, 2005].

Многочисленны определения ~3,3 млрд лет в редуцированных ЗКС Западного Приазовья. Близкий возраст у гранодиоритов и тоналитов добропольского комплекса, ассоциирующих с Косивцевской и Сорокинской структурами (3,32—3,39 млрд лет [Геохронология..., 2005]). В статье [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] в Сорокинской структуре обозначены и детритовые цирконы, возраст которых 3,7 млрд лет.

События этого времени зафиксированы и на Побужье [Лобач-Жученко и др., 2011, 2013]. В лейкосоме образца гнейсо-эндербитов гранулитового комплекса (Одесский карьер) обнаружены цирконы разного возраста (3,58, 3,15, 3,1, 2,75, 2,5 и 2,0 млрд лет). В другом образце возраст изученных цирконов составляет 3,5, 3,3, 3,0, 2,7, 2,2 млрд лет. Большая часть цирконов имеет магматическую природу, но присутствуют и метаморфические. В этом же карьере представлены метаортопироксениты, в которых присутствуют цирконы, образованные 3,67, 3,48, 3,3 и 2,86 млрд лет назад. Очевидно совпадение с датами, установленными в ОПШЗ.

Первая активизация 3,2—2,8 млрд лет. Особенности проявления. ЗКС мира сформированы от 4,0 до 2,8 млрд лет назад. Время формирования ЗКС СПМБ 3,17—2,8 млрд лет назад [Геохронология..., 2005]. В период 3,0—2,95 млрд лет образована большая часть гранитов днепро-

петровского комплекса ТТГ формации, слагающих гранитогнейсовые купола. В ОПШЗ формирование тоналитов продолжается до 2,8 млрд лет. Здесь и в Западном Приазовье также отчетливо фиксируется зеленокаменный этап. Вследствие более высокого уровня эрозионного среза, чем в СПМБ, тектонический рисунок гранит-зеленокаменной области (ГЗО) сохранился, но значительно более редуцирован. На него наложена разломно-блоковая тектоника, характерная для палеопротерозоя. Остатки ЗКС представлены Новогоровской и Чистопольской в ОПШЗ, Косивцевской в северном Гайчурском и Сорокинской в южном Салтычанском блоках Западного Приазовья. Сорокинский пояс — сложная структура. Породы, типичные для ЗКС, находятся в ее северной части. В работе [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] указано, что в Сорокинской структуре есть и цирконы, возраст которых 3,7 млрд лет, а согласно работе [Геохронология..., 2005] время образования ее фундамента 3,35 млрд лет. Породы зеленокаменного этапа развития относятся ко времени 3,16—2,86 млрд лет назад, а состав садовой свиты в южной части подтверждает ее образование после 2,0 млрд лет.

В центральной и западной частях УЩ архейские датировки известны на границе Росинско-Тикичского (РТМБ) и Подольского (ПДМБ) мегаблоков. В РТМБ архейские цирконы (2,9 млрд лет) установлены в плагиогранитах фундамента. В Литинской структуре ПДМБ обнаружены эндербиты, возраст которых 2,8 млрд лет [Геохронология..., 2005, 2008]. Можно предположить, что и здесь протекал зеленокаменный этап развития, была образована ГЗО, переработанная в более поздних процессах. Есть и другие мнения [Гинтов, 2014; Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Однако существование архейского фундамента под большей частью территории УЩ (за исключением Вольнского мегаблока (ВМБ)) признается всеми. Модель развития, предложенная в работе [Griffin et al., 2014], предполагает одинаковое развитие и близкое строение под всем щитом.

Многие проявления глубинных процессов одинаковы в гранит-зеленокаменных областях всех кратонов, но никогда не встречаются в протерозое и фанерозое. Одним из наиболее часто упоминаемых является эффект коматиитов. Он заключается в образовании вулканогенных пород, практически полностью сложенных серпентинизированным высокомагнезильным оливином. Это отражается в их химическом составе. Серпентиниты (коматииты) Сурской ЗКС содержат до 40 % MgO и близкое количество SiO₂. Часто сопровождаются хромитовым оруденением [Ультрабазитовые..., 1979]. Среди причин появления коматиитов называются более высокие температуры в мантии архея [Condie, 2011], так как температура кристаллизации архейских коматиитов 1560—1600 °C [Arndt, Leshner, 2004; Herzberg et al., 2007]. Преобладание оливина в композиции солидуса (увеличение доли MgO в расплаве) требует давлений, существенно превышающих 7 ГПа. Соответственно, источники магм располагаются глубже 250 км [Arndt, Leshner, 2004] или даже 300—450 км [Condie, 2011].

Породы ТТГ формации архея образуют гранитогнейсовые купола. По мере приближения к ЗКС увеличивается количество реликтовых амфиболитов. В составе пород преобладают плагиоклаз (андезин) и кварц, но содержание темноцветных (преимущественно амфибола и биотита) может достигать 40 % (в гранодиоритах). Отличаются очень низким содержанием калия, который концентрируется в биотитах, и полным отсутствием микроклина. Сходные составы можно получить при частичном плавлении основных пород в широком диапазоне *PT*-условий ($T=700—1100$ °C, $P=0,3÷3,5$ ГПа) [Лобач-Жученко, 2014]. Кристаллизация плагиоклаза, т. е. образование в расплаве структуры, соответствующей плагиоклазу, возможно при давлении 1,2 ГПа [Presnal et al., 2002; Walter, 2005], что ограничивает глубину дифференциации расплава корой. Трудно объяснить и высокие температуры архейских тоналитов. Температура ликвидуса состав-

ляет 1200 °C и немного снижается (1100 °C) в присутствии большого (11 мас. %) содержания H₂O [Wyllie, 1977]. Подобный прогрев недостижим только вследствие более высокого геотермического градиента архея, так как при такой температуре кристаллическая кора не может существовать вплоть до поверхности.

При изучении гранитоидов днепропетровского комплекса СПМБ УЩ установлен еще ряд особенностей. По структурно-текстурным особенностям толщи В. И. Орса выделил четыре фазы гранитообразования и складчатости [Орса, 1988]. Возраст 15—20 % цирконов составляет 3,3—3,18 млрд лет. Эти цирконы могут представлять собой как реликты замещаемых толщ, так и гранитоиды, образующиеся до начала формирования ЗКС. Подобный возраст установлен для гранодиоритов добропольского комплекса ПМБ. Магматогенные цирконы образованы 3,03—2,97 млрд лет назад (большая часть 3,01 млрд лет [Бобров та ін., 2008]). Граниты сурского комплекса образованы в процессе четырех фаз кислого вулканизма: 3,17—3,13, 3,1—3,08, 3,07—3,04, 3,0—2,95 млрд лет [Артеменко, 1998]. Другими словами, гранитизация проявлена не только непременными (палингенными) гранитами ТТГ формации, но и их магматическими аналогами. Для появления гранитных расплавов необходимо наличие слоя плавления в коре. Даты гранитообразования СПМБ и структурно-текстурные особенности указывают на длительное существование и как минимум четырехкратное пополнение очага плавления глубинными расплавами.

На УЩ можно выделить еще несколько характерных черт, присущих архею.

Амфиболиты (измененные базальты) встречаются во всех ЗКС мира и значительно шире распространены, чем коматииты. В СПМБ амфиболиты, апоспидиты, зеленые сланцы с редкими прослоями железисто-кремнистых роговиков наряду с кварц-магнетит-хлоритовыми сланцами с альбитом и биотитом слагают основную часть конкской серии. Расплавы базальтов образуются на всех этапах развития Зем-

ли, в том числе в настоящее время. Они не столь экзотичны как коматииты или карбонатиты, однако с ними в архее выносятся основная часть базальтоидной компоненты и становится возможна кристаллизация мантии.

На УЩ установлены интрузивные аналоги коматиитов и амфиболитов в Авдотьевском, Александровском и Софиевском интрузивных массивах. В состав массивов входят гранодиориты и диориты. Их возраст 3,095—3,06 млрд лет [Геохронология..., 2005].

Наблюдается корреляция минерального и химического состава вулканогенных и сланцевых пластов, залегающих в непосредственной близости. С амфиболитами ассоциируют роговообманковые и альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы с кварцем и биотитом, а с коматиитами (серпентинитами) карбонатно-тальковые, актинолит-хлоритовые, хлоритовые и карбонатно-хлоритовые сланцы. В сланцевых пластах существенна доля вулканогенного материала [Геология..., 1967].

Состав вулканогенных и сланцевых пластов ЗКС закономерно изменяется во времени [Бордунов, 1983]. Постепенно возрастает доля андезитов и снижается коматиитов при близком количестве базальтов. В толеитовой и коматиитовой толщах, образованных до 3,0 млрд лет, преобладают хлорит-актинолитовые сланцевые пласты, в которых относительно невысоко содержание Al_2O_3 (4—9 %) и SiO_2 (40—50 %), тогда как среднее содержание MgO 20—25 %, при 10—12 % FeO . Кварц-альбит-серицитовые сланцы, в которых хлорит и карбонат могут присутствовать в незначительных количествах, появляются 3,0—2,8 млрд лет назад в андезит-базальтовой туфолавовой формации. Резко сокращается количество MgO (не более 5 %) и возрастает глинозема (до 19 мас. %) [Геология..., 1967].

Метаморфические изменения толеитовых базальтов и сопутствующих сланцевых пластов обусловлены присутствием воды (водных растворов, содержащих хлорид-ионы и кремнезем). В изменении

коматиитов участвуют и водные, и карбонатные флюиды, а в непосредственной близости залегают брейнериты (карбонаты магния) [Ультрабазитовые..., 1979]. Многие факторы указывают на активность хлора и подвижность кремнезема в составе водных флюидов, поступающих из мантии вместе с расплавом [Усенко, 2016а].

Обязательной составляющей ЗКС являются железистые пласты. Они относятся к типу Алгома или ЖКВ формации [Железисто-кремнистые..., 1991]. Генетическая связь с вулканогенными пластами проявлена в обязательном присутствии силикатных минералов (роговой обманки, куммингтонита, хлорита), а также карбонатов (магнезита и сидерита) в кварц-магнетитовых слойках. Вулканогенные и сланцевые пропластки также входят в состав железистых пластов. Например, на Восточно-Грановском участке Верховцевской структуры железистые пачки содержат вулканогенные спилиты, амфиболиты, которые переслаиваются с куммингтонит-магнетит-кварцевыми и хлорит-актинолит-магнетит-кварцевыми джесперами, а разделяющие пачки сложены хлорит-тальковыми сланцами и карбонат-тальк-хлорит-актинолитовыми сланцами, амфиболитами [Железисто-кремнистые..., 1978]. Хлорит, актинолит, куммингтонит наряду с кварцем, магнетитом и сидеритом являются обязательными составляющими железистых пластов.

Минеральный состав вулканогенных, сланцевых и железистых пластов специфичен. Они сложены преимущественно серпентином, тальком, хлоритом. Из карбонатов распространены брейнерит, сидероплезит, реже доломит. Это магнезиальные минералы, которые образуются при высоком окислительном потенциале. Широко развит магнетит. Распространены амфиболы, в том числе железистые, тогда как пироксены практически отсутствуют, что свидетельствует об избытке кремнезема и воды при кристаллизации расплава. Кварцевые прослои, альбититы и олигоклазиты можно рассматривать как продукт флюидной фазы, в которой рас-

творены кремнезем, глинозем и натрий в количествах, соответствующих гранитному расплаву. Большая часть хлоридно-водного флюида, обогащенного кремнеземом и глиноземом, выносится из мантии в кору и способствует ее плавлению, а не возникает за счет плавления пород коры, как в фанерозе.

Перечисленные особенности минерального состава всех пластов ЗКС и ТТГ формации отражены в их химическом составе. Все породы обогащены магнием, хромом и железом, мало калия, нет титана. Натрий входит в состав альбита и олигоклаза, кальций — в состав амфиболов, тогда как карбонаты магниезиальные и железистые. Наблюдается корреляция поведения железа и магния и обратная к ним — кальция. Железо и магний активны в недифференцированной силикатной и карбонатной фазах. Из первой кристаллизуются коматииты (серпентиниты) из второй — брейнериты. Представляется важным распределение катионов между вулканогенными и хемогенно-осадочными пластами, особенно карбонатными. Магнезиальные коматииты ассоциируют с магниезиальными карбонатами (брейнеритом). Причем магний и железо распределяются между ними равномерно. Кальций активен почти исключительно в силикатном расплаве, дифференцированном на глубине 50—100 км в присутствии воды. Входит в состав амфибола или плагиоклаза и не входит в состав карбонатов. Кальцита нет, а доломит мало распространен.

Все вышеперечисленные признаки характерны только для архея и проявлены на всех архейских кратонах.

Строение ГЗО обусловлено пластичным состоянием толщи до 2,8 млрд лет [Орса, 1988] и отсутствием разломной тектоники в том виде, в котором она проявляется от палеопротерозоя до современности [Гинтов, 2014]. Слой плавления в коре, из которого в избытке выносятся расплавы, флюиды, растворы, пропитывающие всю толщу, существует на протяжении 200 млн лет. Общий тектонический рисунок ГЗО возникает вследствие диапиризма гранит-

ных масс [Glikson, 1993], т. е. в пластичной толще (речь идет об уровне, выходящем на поверхность в настоящее время, в архее он находился на глубине не менее 10 км).

Другими словами, на УЩ подтверждается мнение, высказанное в работе [Griffin et al., 2014], что архейские события нельзя назвать плюмовыми или плейт-тектоническими, так как до кратонизации СПМБ 2,8—2,6 млрд лет назад кора и мантия отличались от протерозойских и фонерозойских как химическим и минеральным составом, так и реологическими свойствами. Буквальный перевод термина, приведенного в статье [Griffin et al., 2014], означает «режим застойной покрывки». Приведенное выше описание позволяет говорить также о режиме «пластичной покрывки» или «покрывки, пропитанной расплавами и флюидами». Мощной субконтинентальной мантии, сложенной тугоплавким перидотитом, в архее не существует. Пик ее формирования приходится на 3,0 и продолжается до 2,7 млрд лет (см. рис. 1). Состав вулканогенных пород позволяет предположить, что мощность кристаллического слоя сокращается до 100 и 50 км при привнесении разогретого глубинного вещества и увеличивается при кристаллизации до 150—200 км. Кристаллизующийся слой сложен относительно легкоплавкими минералами и обогащен базальтоидной компонентой. Астеносфера обязательно содержит расплав, разбавленный силикатно-водно-карбонатным флюидом.

В работе [Семенов, 1990] период 3,6—2,7 млрд лет отнесен к докембрию I. По мнению Р. И. Кутаса, в это время осуществлялась крупномасштабная конвекция под относительно тонким кристаллическим слоем, мощность которого могла изменяться от 150—190 до 60—80 км, уменьшаясь при вынесении глубинного вещества [Кутас, 2008]. Близкие значения мощности кристаллического слоя получены по составу магматических пород [Усенко, 2016а].

Плюмовое событие 2,7—2,3 млрд лет (вторая активизация УЩ). В работе [Isley, Abbott, 2002] к этому времени отне-

сены два плюмовых события (2,7—2,6 и 2,45 млрд лет назад), которым соответствует пик образования детритовых цирконов 2,5 млрд лет. По мнению К.Конди, имело место одно плюмовое событие 2,7 млрд лет назад, отраженное в появлении коматитов [Condie, 2011]. Проявляется также в обилии полосчатых железистых пород Сьюприор типа (BIF формации). Кремни, отлагающиеся из гидротерм 2,7 млрд лет назад, имеют положительные аномалии Eu. Наблюдается пик образования золоторудных месторождений. Появляются скопления графита. При этом фиксируется отрицательное отклонение $\delta^{13}\text{C}$, что может отражать либо увеличение активности эндогенных углеводородов, либо обширную дестабилизацию гидрата метана. И то, и другое может быть следствием мантийного плюма [Hinrichs, 2002]. Резко увеличивается количество морских строматолитов [Hofmann et al., 1999], что отражает повышенный вклад CH_4 и CO_2 в морскую воду.

Время проявления и тектоническое районирование. На УЩ затруднительно установить время начала и окончания плюмового события (второй активизации), а также многие параметры процесса из-за отсутствия однозначных датировок. Период 2,7—2,3 млрд лет назад обозначен по косвенным признакам. Однако сам факт протекания события и его проявления устанавливаются определенно.

В работе [Усенко, 2016б] верхняя граница отнесена к 2,2 млрд лет, однако на многих блоках время ~2,3 млрд лет упоминается как ранний рубеж формирования метаморфической толщи и ультрабазитового магматизма следующего плюмового события. Например, в ОПШЗ [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] Зеленовадовская толща Голованевской шовной зоны (ГШЗ) образуется 2,26 млрд лет назад, а ультрамафиты днестровско-бугской серии ГШЗ — 2,31 млрд лет назад. Метаморфические породы ПДМБ и БМБ, монациты в гранитоидах бердичевского комплекса датированы 2,23—2,26 млрд лет в [Геохронология..., 2008]. Рои даек диабазов и долеритов на СПМБ появляются 2,27 млрд лет назад

[Геохронология..., 2008]. По всей видимости, эти события маркируют начало следующего плюмового события.

Переход от событий архея к плюмовым событиям неоархея—палеопротерозоя проявлен в определениях изотопного возраста цирконов Хащевато-Завальевской структуры Среднего Побужья, примыкающей к ГШЗ. К рассматриваемому событию относятся датировки: 2,72, 2,57, 2,36 млрд лет [Геохронология..., 2005, 2008] и 2,67—2,66, 2,45 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2011]. Период 2,6—2,67 млрд лет назад охарактеризован как время проявления структурно-метаморфических преобразований [Лобач-Жученко и др., 2011].

Начало плюмового события знаменуется изменением тектонического режима — *делением территории УЩ на два крупных блока*. Образуются разломные зоны [Гинтов, 2014]. После 2,8—2,7 млрд лет назад развитие УЩ на запад и восток от Ингулецко-Криворожской шовной зоны (ИКШЗ) разное (рис. 3). На СПМБ и в ОПШЗ 2,8—2,6 млрд лет назад образуются интрузивные массивы гранитов, в составе которых постепенно увеличивается доля микроклина. В метаморфических породах и тоналитах Васильевского участка ОПШЗ только в одном образце обнаружено ядро циркона, образованное 2,65 млрд лет назад [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. В случае проявления метаморфизма, сопровождающегося перераспределением не только тепла, но и вещества, количество подобных цирконов было бы больше.

В Ингульском мегаблоке (ИМБ) (вероятно в РТМБ, возможно в ПДМБ и ВМБ), происходит накопление вулканогенно-осадочной толщи, позднее метаморфизованной. Метаморфические породы спасовской и каменно-костоватской свит ингуло-ингулецкой серии (см. табл. 1) совершенно отличны от пород ЗКС. Резко сокращается количество вулканогенных пластов относительно сланцевых, но в нижней толще все еще широко представлены ультрабазиты и амфиболиты. Метаморфические породы спасовской и каменно-костоватской свит ингуло-ингулецкой

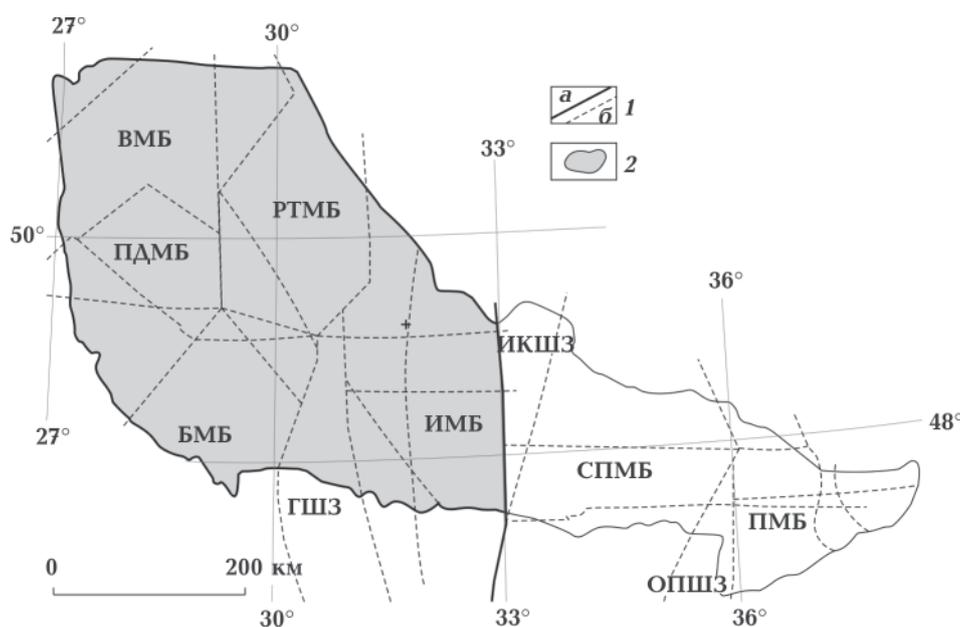


Рис. 3. Схема районирования мегаблоков ~2,7—2,5 млрд лет назад: 1 — разломы (а — ограничивающие территорию активизации, б — современные); 2 — территория, на которой представлены породы, образованные 2,7—2,5 лет назад. Сокращения: ВМБ — Волынский мегаблок, ПДМБ — Подольский мегаблок, РТМБ — Росинско-Тикичский мегаблок, БМБ — Бугский мегаблок, ИМБ — Ингульский мегаблок, СПМБ — Среднеприднепровский мегаблок, ПМБ — Приазовский мегаблок, ГШЗ — Голованевская шовная зона, ИКШЗ — Ингулецко-Криворожская шовная зона, ОПШЗ — Орехово-Павлоградская шовная зона.

Вынесено на схему современного разломно-блокового строения УЩ по работе [Гинтов, 2014]. В неоархее—палеопртерозое блоки и территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам, имели другие очертания.

серии (см. табл. 1) совершенно отличны от пород ЗКС. Характерными чертами обеих свит является переслаивание пачек магнетит-биотит-гиперстеновых гнейсов с амфибол-гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми [Стратиграфические..., 1985]. Гранат и кордиерит не встречаются в породах ЗКС СПМБ.

В РТМБ на границе с ПДМБ датированы породы юрьевского и тетиевского комплексов (2,8, 2,73, 2,6, 2,49 млрд лет), а также мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты (с. Попельня). Их возраст 2,63—2,77 млрд лет, т. е. они могут быть образованы в начале плюмового события. Граниты тетиевского комплекса РТМБ содержат цирконы, возраст которых 2,7, 2,59 и 2,49 млрд лет. Это плагиограниты, во многих случаях калишпатизированные в процессе глобальной гранитизации 2,0 млрд лет назад.

Кроме того, И. Б. Щербаков указывает, что тетиевские граниты содержат ксенолиты пород белоцерковско-володарской толщи, образованной после 2,3 млрд лет [Щербаков, 2005]. Здесь, как и в ГШЗ, наблюдается совместное залегание разновозрастных пород, на которые наложены гранитизация и метаморфизм 2,5 и 2,0 млрд лет назад, что делает практически невозможным установление первичного залегания. Датировки 2,4—2,5 млрд лет как время гранитизации возникают для побужского комплекса наряду с более древними (2,8 млрд лет) и более молодыми (2,03 млрд лет) [Геохронология..., 2008].

Породы ТТГ формации сменяются плагиогранитами. В процессе гранитизации образуются неперемещенные шереметьевские плагиограниты ВМБ с переходами в биотитовые, амфибол-биотитовые гранодиориты. Эндербиты и плагиочарнокиты ташлыкского комплекса (2,56 млрд

лет) развиваются по гнейсам нижних свит ингуло-ингулецкой серии в ИМБ. Граниты являются преимущественно плагиоклазовыми. Количество наложенного позднее (~2,0 млрд лет назад) микроклина сильно варьирует. Гранитизация и метаморфизм проявлены один раз — на пике плюмового события 2,5—2,45 млрд лет назад.

Деление на блоки и территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам. Не ранее 2,6 и не позднее 2,45 млрд лет назад происходит следующее крупномасштабное изменение тектонического режима (рис. 4). Два крупных блока делятся на более мелкие тектонические единицы — блоки и шовные зоны¹. Ограничивающие их разломы образованы 2,45 млрд лет назад [Гинтов, 2014]. Значения 2,5—2,6 млрд лет соответствуют времени гранитообразования в ГШЗ, метаморфизма в РТМБ. В чечелевской свите ингуло-ингулецкой

серии ИМБ обнаружены детритовые цирконы, возраст которых 2,67, 2,5, 2,45 млрд лет. Вероятно, это время образования нижней спасовской свиты. Возможно, это плюмовое событие было проявлено в ВМБ и ПДМБ, однако утверждать нельзя из-за отсутствия датировок. На ВМБ установлен изотопный возраст шереметьевских гранитов — 2,43 млрд лет [Верхогляд, Скобелев, 1995]. Позднее эта дата не упоминается. Ранее автором было высказано предположение, что в этом плюмовом событии образованы васильевская и городская свиты тетеревской серии [Усенко, 2016б]. Более вероятно, что васильевская свита накапливается непосредственно после гранитизации 2,45—2,5 млрд лет назад, а городская и кочеровская свиты формируются в следующем плюмовом событии (см. табл. 1).

Главным признаком территорий, пространственно тяготеющих к шовным зонам, служит обязательное присутствие железистых пластов формации Сьюперior. В работе [Железисто-кремнистые..., 1991] эта формация разделена на две: ЖКС и

¹ Термин шовные зоны обозначает современные тектонические единицы УЦ [Гинтов, 2014]. Районирование раннего докембрия не совпадает с современным, поэтому правильнее говорить о территориях, пространственно тяготеющих к шовным зонам.

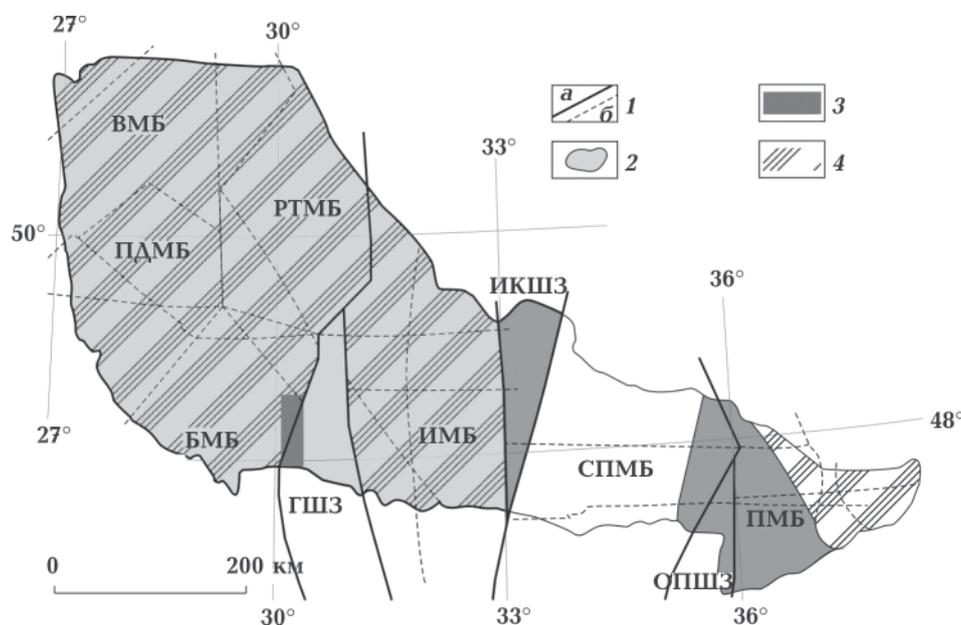


Рис. 4. Схема районирования мегаблоков 2,5—2,3 млрд лет назад (второго ТМЦ второй активизации): 1 — разломы (а — разделяющие блоки и шовные зоны, б — современные); 2 — территория, на которой представлены породы первого ТМЦ; 3 — территории, на которых сохранились породы железисто-кремнисто-сланцевой формации шовных зон; 4 — территории, представляющие блоки во втором ТМЦ второй активизации. Сокращения см. на рис. 3.

ЖКК. Они имеют различный состав и образованы в разное время. В рассматриваемое плюмовое событие образуется ЖКС формация, представленная в скелеватской и саксаганской свитах криворожской серии. Во всем мире пик ее образования датирован 2,5 млрд лет [Klein, 2005]. Следующий пик накопления железа (2,2—1,8 млрд лет назад) совпадает со временем образования ЖКК формации, развитой в гданцевской свите криворожской серии.

Нижняя часть криворожской серии не датирована. ИКШЗ и ОПШЗ в неoarхее и палеопротерозое являлись продолжением Курской магнитной аномалией (КМА). Датируется лебединской серии КМА образованы 2,59 млрд лет назад, остаповские калиевые граниты — 2,53 млрд лет назад [Глубинное..., 2010]. Эти даты считаются временем заложения будущих железорудных поясов, которые в пределах УЩ традиционно называются шовными зонами. Формирование оскольской свиты КМА, с которой уверенно сопоставляется гданцевская свита криворожской серии, происходит от 2,3 до 2,04 млрд лет назад. Тогда нижние свиты (саксаганская и скелеватская) предположительно образованы после 2,6 и до 2,3 млрд лет. Несколько особняком стоит новокриворожская свита, сложенная амфиболитами и пикритами. Возможно, она образована при делении УЩ на два крупных блока, а время ее образования (~2,7 млрд лет?) оторвано от времени образования скелеватской свиты. Возраст кластогенных монацитов скелеватской свиты 2,84 млрд лет, однако это не означает, что нижняя новокриворожская серия образована в это время, так как Криворожско-Кременчугская зона разломов (ККЗ) окружена архейскими тектоническими блоками и с запада, и с востока.

На востоке СПМБ породы ЖКС формации присутствуют в Конкско-Белозерской структуре, в южной части ОПШЗ. ИКШЗ закладывается на архейском фундаменте, а белозерская серия надстраивает разрез конкской серии Конкско-Белозерской ЗКС. На ПМБ ими сложена Гуляйпольская структура, они представлены в Кор-

сакском блоке. Цирконы (2,65 млрд лет) обнаружены и в Сорокинской, и в Мангушской структурах [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. В центральной части Сорокинской структуры присутствуют породы, которые относятся к ЖКС формации, т. е. образованы в это время. Тогда, возможно, процесс распространялся на западную или юго-западную часть ПМБ. Садовая свита южной части Сорокинской структуры образована в следующем плюмовом событии, как и дибровская свита Мангушской структуры, разрез которой включает в себя железистые пласты ЖКК формации.

ГШЗ разделяет западную часть УЩ. К 2,5 млрд лет здесь, как и в ИМБ, накоплен нижняя (тывровская ?) толща. К ЖКС формации ГШЗ относятся железистые кварциты павловской толщи. ГШЗ закладывается на границе РТМБ, БМБ и ИМБ на неoarхейском вулканогенно-осадочном комплексе. Сложно установить, как протекал процесс, однако наличие пород ЖКС формации, ограничение разломами, возраст которых 2,45 млрд лет, допускает вычленение ГШЗ именно в это время.

Особенности строения и вещественного состава пород блоков 2,5—2,3 млрд лет назад (центральная и западная части УЩ). На блоках происходит накопление метаморфической толщи, в которой проявлена ритмичность строения. Верхние свиты ингуло-ингулецкой серии сложены гранат-биотитовыми и биотитовыми, кордиерит- и графит-биотитовыми, диопсидовыми гнейсами. В роцаховской свите преобладают гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы.

В васильевской свите тетеревской серии переслаиваются биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, графитовые и графит-биотитовые гнейсы. Встречаются биотитовые мигматиты и амфибол-биотитовые сланцы. Выше по разрезу графит-биотитовые сланцы распространены еще шире, также встречаются актинолит-тремолитовые, амфибол-диопсидовые с прослоями кальцифиров, а также кальцит-цоизит-амфиболитовые

прослой. Васильевскую свиту образуют шесть толщ с различным характером чередования [Стратиграфические..., 1985].

Присутствие магматических пород, расплавы которых вынесены из мантии, свидетельствует о плюмовом процессе. Возраст габбро-амфиболитов юрьевского комплекса РТМБ 2,58, 2,73 млрд лет [Геохронология..., 2008]. Нарцизовский комплекс является его аналогом [Щербаков, 2005]. Комплексы включают перидотиты и пироксениты, амфиболиты. В амфиболитах обнаружены реликты оливина и пироксена, что позволяет относить их к пикритобазальтам. Горнблендиты содержат до 80 % роговой обманки. Присутствуют и сильно измененные (до актинолититов и серпентинитов) перидотиты, в которых содержание MgO достигает 30 %. Породы базальт-андезитобазальтовой формации нарцизовского комплекса представлены амфиболитами, метапорфиритами и метагабброидами.

Измененные вулканогенные породы представлены амфиболитами и биотит-гиперстеновыми кристаллосланцами ингуло-ингулецкой серии, амфиболитами РТМБ.

В неоархее—палеопротерозое происходит сокращение общего объема и основности ультрабазитов. Коматиты сменяются пикритами. Происходит смена ТТГ формации плагиогранитами, возраст которых составляет 2,5 млрд лет. В центральной и западной частях УЩ полевые шпаты гранитов по-прежнему представлены плагиоклазом.

Минеральный состав метаморфических и магматических пород на блоках совершенно отличен от пород ЗКС. Даже в нижних толщах отсутствуют минералы, образующиеся при высоком окислительном потенциале. А присутствие кордиерита, силлиманита, графита свидетельствует о повышении щелочности и протекании окислительно-восстановительных реакций, в которых происходит восстановление углерода. Наличие ритмичности метаморфических толщ однозначно указывает на существование континентальной мантии, состав которой близок к составу лерцолита.

Регулярное поступление порций глубинного расплава к подошве литосферы не вызывает ее плавления, как в архее. Наличие кристаллического слоя на глубине 100 км обеспечивает длительное существование физико-химической системы, в которой происходит цепочка процессов. Следствием падения давления является разделение на несмешиваемые фазы (отделение небольших порций карбонатных флюидов). Остаточные расплавы, состав которых соответствует базальту, взаимодействуют с флюидом. Происходит обогащение флюидной фазы глиноземом и калием, а протекание химических реакций приводит к восстановлению углерода.

Состав пород ингуло-ингулецкой серии изменяется от метаандезита до метатолейта [Щербаков, 2005], т. е. снижается основность пород. Пикриты присутствуют, но их количество относительно невелико, т. е. не происходит вынесение значительных количеств глубинных недифференцированных расплавов на поверхность.

Территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам приурочены к разломам, образованным 2,5—2,45 млрд лет назад, т. е. их образование начинается после накопления нижней метаморфической толщи в центральной и западной частях УЩ. Магматические породы представлены метаморфизованными пикритами и амфиболитами.

Обязательно присутствие пород ЖКС формации. Именно ЖКС формация является типичной полосчатой железисто-кремнистой ритмичной (ВIF) формацией. В ГШЗ и ОПШЗ присутствуют кусочки формации в разрезах со сложным тектоническим строением, тогда как в ККЗ четко устанавливается последовательность залегания пород и взаимоотношения между ЖКС и ЖКК формациями. Как и в ЗКС, состав магматических и железистых пластов связан между собой. Однако связь совершенно иного рода, чем в архее. Если в ЗКС СПМБ связь состава железистых и сланцевых пластов отражена в близком катионном составе, то в ККЗ фиксируется протекание окислительно-восстановитель-

ных реакций, разделение их продуктов на фазы и неравномерное распределение катионов между ними. В четвертом горизонте саксаганской свиты ККЗ последовательно залегают джеспилиты, вулканогенные спилиты и графитоносные сланцы. В отличие от архея железо концентрируется в водно-силикатной фазе в виде хлоридных комплексов. Она является более окисленной и более кислой, что и объясняет присутствие двухвалентного европия. Пласты, залегающие в непосредственной близости, представлены амфиболитами, образованными из нейтральных расплавов, и графитсодержащими сланцами. Образование графита (углеводородов) происходит вследствие восстановления углерода при участии щелочных флюидов. Железистые пласты содержат карбонатную фазу, тогда как в сланцевых появляется графит.

Для железистых пластов ЖКС формации характерны ритмично-слоистые структуры, которые отличны от ритмично-слоистых структур блоков. Их образование происходит на этапе подслаивания коры. Саксаганская свита Кривого Рога

состоит из семи пар чередующихся сланцевых и железистых пластов (горизонтов), внутри которых выделяются пачки (подгоризонты), внутри пачек — макрослои, внутри макрослоев — мезослои, внутри мезослоев — попарно чередующиеся более или менее богатые железом микрослои. Минеральный состав и химические характеристики слоев всех порядков приведены в работе [Железисто-кремнистые..., 1978]. Подобное строение считается продуктом сложных взаимодействий между мантийным веществом, поставляемым плюмами, тектоническими движениями поверхности, задающими уровень дна океана, химическими реакциями и воздействиями микроорганизмов [Bekker et al., 2010]. По мнению автора [Усенко, 2015], разделение на несмешиваемые фазы происходит вследствие окислительно-восстановительных реакций, протекающих непосредственно в плюме (образуются горизонты), в магматических очагах у поверхности (подгоризонты), а также разделения фаз разного состава по мере охлаждения гидротерм (последовательной кристаллизации) и по

Т а б л и ц а 2. Предполагаемая корреляция стратиграфических единиц и гипотетическое протекание плюмовых процессов (изменение размещения ЛАГ) в событии 2,7—2,3 млрд лет назад

| Время, млрд лет назад | ЛАГ, км | Ингульский блок | ЛАГ, км | СПМБ | ЛАГ, км | ККЗ, Шовные зоны |
|-----------------------|------------|---|---------|---------|------------|--|
| 2,3 | 150 | — | — | — | 150 | — |
| — | 100 | Верхняя ритмичная толща более глиноземистая | — | — | 100 | Магнетит-куммингтонитовые слои |
| — | 20 50 → | Гранитизация (плагииграниты) Пикриты | — | — | 50 | Хлорит-карбонат-магнетит, кварцевые сланцы |
| 2,5 | | | — | — | 100 | Кератоспилиты |
| | | | | | 50 | Хлорит-талковые сланцы. Джеспилиты |
| | | | | | 100 | Эпидиабазы |
| 2,6 | 100 | Ритмичная толща с прослоями амфиболитов | 20 | Граниты | 150 200 | Пикриты Перидотиты |
| — | 150 | Массивы ультрабазитов | 20 | Граниты | — | — |
| 2,7 | 200 | | 20 | Граниты | — | — |

плотности на дне морского бассейна с образованием макро- и микроритмичности.

Продуктивная толща сложена магнетит-карбонатными джесперами и магнетитовыми и гематит-магнетитовыми джеспилитами. Сидероплезит присутствует в верхней и нижней частях железистого пласта, а оксиды железа — в центральной. Хлорит замещает биотит в куммингтонит-хлоритовой массе силикатных слоев, что свидетельствует о привнесении окисленных глубинных флюидов. В отличие от блоков ритмичность проявлена в окисленной и кислой фазе, переносящей железо. Сначала отделяется карбонатный флюид, а оставшаяся флюидная фаза обогащается кислородом и кремнеземом, т. е. в шовных зонах происходит разгрузка окисленных и кислых флюидов. В процессе дифференциации образуются гематит и магнетит, увеличивается доля кислорода в железистых пластах.

Железистые пласты ЖКС формации отличаются от ЖКВ формации отсутствием примеси вулканогенного материала, меньшим распространением железистых силикатов (хлорита, куммингтонита) и большим количеством оксидов железа, концентрирующихся с кремнеземом в отдельную фазу. Изменяется минеральный состав и сланцевых пластов (табл. 3).

В шовных зонах сланцевые, магматические, железистые пласты образованы при участии глубинного (мантийного, плюмового) вещества. Анализ состава вулканогенных, сланцевых пластов и ЖКС формации четко фиксирует смену режима дифференциации после формирования ЗКС и кратонизации СПМБ. Как и на блоках, она проявлена в сокращении количества вулканогенных пластов, которые присутствуют в виде прослоев ультрабазитов (пикритов) и амфиболитов. И железистые, и сланцевые пласты содержат меньшее количество магния, отсутствуют хромиты, что указывает на снижение окислительного потенциала расплава и флюида на всех уровнях. В ККЗ появляется графит и щелочные силикаты.

Как и на блоках, общий состав выно-

симого из мантии вещества изменяется. Появление щелочных амфиболов и пироксенов, а также графитовых слоев свидетельствует о протекании окислительно-восстановительных реакций. С толщами, накапливающимися на блоках, сближает преобладание сланцевых пластов, наличие графита. Но метаморфические толщи блоков не содержат хлоритоиды, в них отсутствуют железистые пласты, в их валовом составе меньше кремнезема и железа, но больше глинозема и калия. Первично-осадочная толща большинства блоков содержит малое количество магнетита, практически во всех пластах присутствует биотит.

Флюиды, выносимые в шовных зонах, характеризуются более высоким окислительным потенциалом. Это может быть обусловлено большими глубинами источников вещества и отсутствием времени на дифференциацию. Возможно, в шовных зонах доля флюида в веществе плюма значительно выше, что и определяет его более быстрое продвижение к поверхности. Подъем плюма в шовных зонах протекает с большей скоростью, тогда как на блоках происходит длительная остановка на каждом уровне (медленный подъем).

В центральной и, возможно, западной частях УЩ можно выделить плюмовое событие, начинающиеся около 2,7 млрд лет назад. Около 2,5 млрд лет назад формируются гранитоиды, а вынесение расплавов и флюидов из мантии возобновляется после 2,5 млрд лет. Тогда как на СПМБ 2,8—2,6 млрд лет назад — время кратонизации. В ОПЩЗ и ПМБ плюмовое событие начинается 2,5 млрд лет назад. Состав толщ, накапливающихся на блоках и территориях, пространственно тяготеющих к шовным зонам, позволяет предполагать, что на рубеже архея и протерозоя происходит вычленение тектонических единиц, плюмовые процессы в которых протекают по-разному.

Плюмовое событие 2,3—1,65 млрд лет назад (третья активизация). Отличительными чертами этого плюмового события считаются большое количество черных сланцев, резкое потепление (1,9—1,7 млрд

лет назад) вследствие парникового эффекта (выброса CO_2 и CH_4), пик накопления железистых пластов; обилие неглубоких морских залежей фосфатов; появление и разнообразие строматолитов. Образование железистых формаций и осаждение морских фосфатов 1,9 млрд лет назад, по мнению К. Конди, отражает увеличение поступления железа и фосфора вследствие гидротермальной активности. Повышенное содержание CO_2 в океанах является следствием вулканической и гидротермальной деятельности, сопровождающей мантийный плюм. Первые массивные залежи сульфатов в геологической истории образуются 1,8—1,6 млрд лет, что также рассматривается как проявление мантийного плюма 1,9 млрд лет назад [Condie, 2011].

Наблюдается эволюция состава мафит-ультрамафитового магматизма. После 2,3—2,2 млрд лет высокомагнезиальные расплавы, широко распространенные в

архее и менее распространенные в раннем палеопротерозое, сменяются мантийными расплавами с высокими содержаниями железа, калия, титана, фосфора, щелочей и несовместимых элементов. Увеличение доли этих элементов достигает максимума 2,2—2,0 млрд лет назад, что обусловлено возрастанием роли пикритов и базальтов, обогащенных железом и титаном. Первые очевидные свидетельства тектоники плит относятся к рубежу 2,0 млрд лет [Богатиков и др., 2010].

На УЩ с этим событием связано множество проявлений, отражающих глобальное изменение тектонического режима и состава флюидов, поступающих из мантии. Современное строение УЩ главным образом сформировано 2,0—1,65 млрд лет назад как следствие проявления плейт-тектонических процессов и режима пульсирующего плюма [Гинтов, 2014]. На блоках образуются глубинные разломные

Т а б л и ц а 3. Сопоставление породных ассоциаций архейских ЗКС и ККЗ, образованных при одинаковом размещении ЛАГ

| Породные ассоциации | | ЛАГ, км |
|--|--|---------|
| Верховцевская ЗКС | Криворожская и Анновская структуры | |
| Хлорит-актинолитовые и карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы | Покровы тремолитизированных пикритов. Хлорит-биотитовые сланцы с гранатом, серицитом, куммингтонитом, графитом. Магнетит-куммингтонитовые джесперы с яшмовыми слоями | 150 |
| Амфиболиты, спилиты, кварц-хлоритовые туфосланцы | Эпидиабазы, альбит-эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые эпидозиты. Графитит-хлорит-серицитовые, биотит-кварц-куммингтонитовые сланцы | 100 |
| Кварц-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы. Тальк-карбонатные, тальк-серпентинитовые породы, хлорит-актинолитовые сланцы с сульфидами. Серпентиниты (коматииты) | Хлорит-тальковые сланцы с тремолитом и доломитом. Магнетит-силикатные джеспилиты, силикат-магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые джеспилиты продуктивной толщи | 50 |
| Актинолитовые апоспилиты и актинолитовые зеленокаменные роговики | Куммингтонитовые слои с магнетитом, альбитом, магнезиально-железистой слюдой. Эгирин-магнетитовые и гематит-магнетитовые джесперы | 100 |
| Серпентиниты (коматииты) и тальк-карбонатные породы с гнездами никелистого талька | Карбонатизация. Слой магнезиальных куммингтонит-магнетитовых и магнетитовых джесперов | 50 |

зоны, накапливаются эксгальционно-осадочные толщи, образуются массивы монзонитов и калиевых гранитов, с которых начинается образование глобального слоя плавления в коре (2,08—2,04 млрд лет назад). С ними связаны месторождения золота. Формирование массивов анортозитов—гранитов рапакиви и месторождений титана, редкометалльных пегматитов, ураноносных альбититов происходит 1,8—1,74 млрд лет назад.

На территориях, пространственно тяготеющих к шовным зонам, образуются комплексы карбонатитов, ореолы фенитизации. С ними связана редкометалльная минерализация и включения углеводородов, фосфатные и марганцовистые породы. В шовных зонах происходит накопление мощных толщ кальцифиров (доломитовых и кальцитовых), образуются месторождения графита. Продолжается формирование железистых толщ, в составе которых

существенна роль карбонатов. Отличительной чертой этого плюмового события является и появление ультрабазитов, состав которых приближается к коматиитовому стандарту, с которыми связаны хромитовые рудопроявления.

Блоки. Тектоническое районирование.

Сохраняется деление на блоки и территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам. Границы последних, возможно, расширяются. Блоки дробятся на еще меньшие тектонические единицы (рис. 5).

Деление блоков коры происходит накануне гранитизации. В центральных частях блоков перед гранитизацией образуются Грузско-Еланчикская разломная зона и тектонический шов Херсон-Смоленск. В Западной части УЩ в период 2,0—1,8 млрд лет назад формируются Звиздаль-Залесская, Брусиловская и Немировская разломные зоны [Гинтов, 2014]. Проекция на поверхности разломной зоны

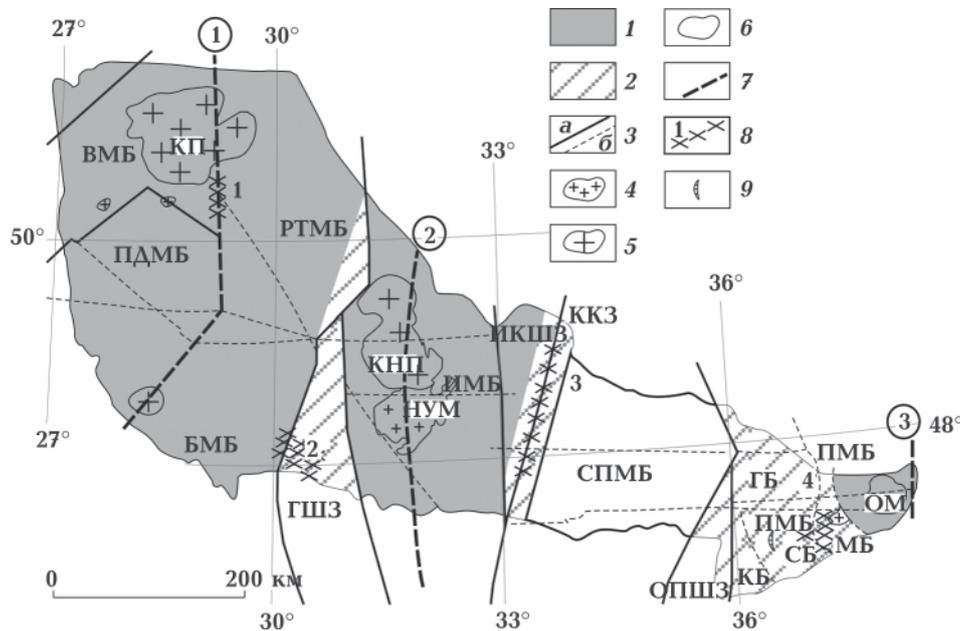


Рис. 5. Схема районирования мегаблоков в плюмовом событии 2,3—1,65 млрд лет назад: 1 — блоки, участвующие в активизации; 2 — территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам; 3 — разломы; 4 — массивы монзонитов-калиевых гранитов; 5 — плутоны анортозитов-гранитов рапакиви; 6 — Октябрьский массив; 7 — разломные зоны, образованные в процессе плюмового события; 8 — распространение пород (1 — кочеровская свита; 2 — бугская серия; 3 — гданцевская свита; 4 — дибровская (сачкинская) свита); 9 — Черниговский комплекс карбонатитов. Сокращения: ККЗ — Криворожско-Кременчугская зона; КБ — Корсунский блок; ГБ — Гайчурчский блок; СБ — Салтычанский блок; МБ — Мангушский блок; КП — Коростенский плутон; КНЦ — Корсунь-Новомиргороцкий плутон; НУМ — Новоукраинский массив; ОМ — Октябрьский массив. Остальные сокращения см. на рис. 3.

Херсон—Смоленск представлена территорией, размещенной от Звенигородско-Братского до Кировоградского разломов, а проекция Грузско-Еланчикской зоны охватывает все Восточное Приазовье. Особенностью их существования является постоянная активность от момента образования (не позднее 2,05 млрд лет назад) до конца палеопротерозойского этапа (1,75—1,6 млрд лет назад). Все магматические массивы, связанные с этими зонами, характеризуются многофазным становлением, а урановые альбититы ИМБ образуются в процессе возобновляющейся гидротермальной активности 2,07, 1,8, 1,75, 1,67, 1,62, 1,58 млрд лет назад [Металлические..., 2005]. К зонам глубинных разломов территориально привязаны массивы монцонитов—микроклиновых гранитов (Букинский, Новоукраинский (НУМ), Хлебаровский), анортозитов—гранитов рапакиви (Коростенский плутон (КП), Дрокийский массив, Корсунь-Новомиргородский плутон (КНП)), Октябрьский массив (ОМ) щелочных пород, а также месторождения золота, поля редкометалльных пегматитов. Именно с этими разломными зонами связаны месторождения титана в ВМБ и урана в ИМБ. Они проявляются и в плюмовых событиях фанерозоя [Пашкевич, Бакаржиева, 2016]. Сегодня проявления мантийного плюма под трансрегиональным магматическим швом Херсон—Смоленск наблюдаются в виде расслоенной скоростной колонки как выхода мантийных флюидных потоков. Их производные в виде гидротермальных растворов выносятся на поверхность [Старостенко и др., 2014].

В это время происходит активизация Конкской, Девладовской, Субботско-Мошоринской и других субширотных разломных зон, так как массивы, пегматитовые поля, урановые метасоматиты в большинстве случаев находятся в узлах их пересечения с субмеридиональными.

Метаморфическая толща. Городская свита тетеревской серии характеризуется ритмичным чередованием графит-биотитовых, амфибол-биотитовых, мусковит-биотитовых силлиманитовых, графит-

товых гнейсов и сланцев, т. е. наследуются особенности дифференциации прошлой активизации. Увеличивается количество графита. В нижней части кочеровской свиты переслаиваются и ритмически чередуются гранат-биотитовые гнейсы и сланцы. Однако в центральной части появляются маломощные прослои кальцифиров и карбонатно-диопсидовых кристаллосланцев, хотя кальцифиры и мраморы редки. Затем состав метаморфической толщи резко изменяется. В верхней подсвите чередуются силикатные, силикатно-карбонатные и карбонатные породы, причем карбонатные породы слагают более половины объема. Породы тетеревской серии прорываются гранитами житомирского типа (2,05 млрд лет). Вынесение карбонатных флюидов предшествует образованию очага плавления в коре.

Магматические породы. Это плюмовое событие характеризуется уникальными магматическими комплексами. До гранитизации и в ее процессе (табл. 4) образуются массивы *габбро-монцонитов—трахитоидных гранитов*. В НУМ калием обогащены даже наиболее основные породы, дифференциация расплавов которых осуществляется в мантии. Характерно обогащение титаном и железом. Содержание калиевого полевого шпата в отдельных разновидностях достигает 60 %. Важным признаком, указывающим на флюидный режим дифференциации под корой, является устойчивость плагиоклаза, в котором концентрируется кальций, а также формирование железистых оливина и ортопироксена. Подобное распределение свидетельствует об активности водного флюида, хлорид-ионов, в присутствии которых подвижны не только железо, но и калий. Окислительно-восстановительный потенциал близок к буферу QFM [Петрология..., 2011]. Наблюдается пространственная и генетическая связь с золоторудными проявлениями.

Гранитизация. Около 2,05 млрд лет назад происходит подслаивание коры, а затем формируется очаг плавления в коре (см. табл. 4). Постепенные переходы от

магматических новоукраинских к непременным кировоградским гранитам зафиксированы в ИМБ. Палингенные микроклиновые граниты и мигматиты в ВМБ, ПМБ, БМБ представлены житомирскими (возраст 2,09—2,04 млрд лет) и бердичевскими (возраст 2,04 млрд лет), в РТМБ — уманскими (возраст 2,05—1,99 млрд лет), в Восточном Приазовье — анадольскими (возраст 2,03—2,04 млрд лет) [Пономаренко и др., 2014]. Палингенные граниты отсутствуют (или не выведены на поверхность) только в центральной части СПМБ. В ККЗ скважиной СГ-8 помимо плагиогранитов, возраст которых составляет 2,81—3,07 млрд лет, в гданцевской и глееватской свитах вскрыты плагиоклазо-микроклиновые анатектические граниты, возраст которых 1,87—2,02 млрд лет [Криворожская..., 2011]. Воздействие флюида приводит к интенсивной микроклинизации днепропетровских гранитоидов, окружающих ККЗ — образуются ингулецкие и саксаганские.

Это значит, что под большей частью УЩ около 2,0 млрд лет в коре существовал очаг плавления. В Западном Приазовье он не выведен на поверхность. Продукты его деятельности залегают в виде не-

правильной формы тел среди архейских кристаллосланцев (возраст 2,74 млрд лет [Петрология..., 2011]) в Салтычанском блоке. В эндербитах Мангушского блока присутствуют цирконы двух генераций: 2,73 и 2,16 млрд лет. На поверхности находятся архейские толщи, испытавшие замещение вследствие проникновения, замещения расплавами (флюидами). Условия $T=620\div 730\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=0,43\div 0,6\text{ ГПа}$ [Петрология..., 2011]. Учитывая точность определения (а, возможно, и неравномерный прогрев), очевидно наложение комплекса преобразований. Архейская толща подвергается метаморфизму с привнесением вещества.

Этот процесс задокументирован на Васильковском участке ОПШЗ [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Здесь не позднее 2,3 млрд лет назад начинается накопление осадков, которое длится до 2,1 млрд лет (самый древний циркон 2,08 млрд лет). Первое преобразование пород происходит 2,1 млрд лет назад при $P>0,85\text{ ГПа}$ и $T=600\text{ }^{\circ}\text{C}$. Проявлено в формировании высокоглиноземистых гнейсов с гранатом с высокомагнезиальным более древним ядром и высококальциевой более молодой каймой, которая обрастает кордиеритом (до 30 %), биотитом, плагиоклазом (анор-

Т а б л и ц а 4. Глубина дифференциации расплавов при формировании Новоукраинского и Хлебодаровского массивов и палингенных гранитов [Петрология..., 2011] (цифры — изотопный возраст (млрд лет) по работе [Геохронология..., 2008])

| Ингульский мегаблок Новоукраинский массив | ЛАГ, км | Восточное Приазовье Хлебодаровский массив | ЛАГ, км |
|--|---------|---|---------|
| Основные породы габбро-монзонитовой формации 2,037 | 50 | Габбро, габбро-сиениты | 50 |
| Кварцевые монзониты, сиениты, пироксеновые граниты 2,036—2,025 | 50 | Гиперстеновые и двупироксеновые кварцевые сиениты | 50 |
| Граниты гранат-биотитовые известково- щелочные 2,04—2,02 | 20 | Биотит-роговообманковые, пироксеносодержащие граниты 2,02 | 20 |
| Гранитизация | | | |
| Граниты кировоградские 2,04—1,97 | 20 | Граниты анадольские 2,08 | 20 |

тит 35 %), силлиманитом, кордиеритом, калиевым полевым шпатом и кварцем. К 2,0 млрд лет температура изменяется незначительно (до 650 °С), давление падает до 0,6 ГПа, а затем до 0,58 ГПа при 740 °С. На следующем этапе образуется ансамбль высокомагнезиального граната и биотита. Он является индикатором повышения температуры до 800 °С. Затем появляется ансамбль калиевого полевого шпата, плагиоклаза (анортит 35 %) и кварца, который характеризует понижение давления (парциального флюида или снятие горизонтальных напряжений) от 0,85 до 0,65 ГПа. А ансамбль кордиерита, биотита и граната образован при температуре 675—600 °С и давлении 0,33—0,4 ГПа. Связь с плюмовым процессом подтверждается синхронным появлением ультрабазитов, расплавы которых имеют мантийный источник. Фиксируется четкая связь между тектоническими нагрузками, прогревом и привнесением вещества, т. е. температура и давление являются независимыми переменными, не пропорциональными глубине [Семенов, 1990].

После гранитизации в ВМБ, БМБ, ИМБ образуются массивы анортозитов — *гранитов рапакиви*. Дифференциация рас-

плавов, из которых образуются породы КП и КНП в западной центральной частях УЩ, происходит по близким схемам (табл. 5).

В породах КП и КНП содержание железа очень высоко, оно находится в двухвалентной форме. Ультраосновные породы (гарцбургиты) КНП содержат близкие количества SiO₂ и FeO, а в троктолитах возрастает содержание глинозема и кальция за счет плагиоклаза, количество которого достигает 30 %. Титан образует магматические месторождения. Состав магматических комплексов свидетельствует об удержании воды и кальция в расплаве, дифференциация которого протекает под корой, что и приводит к образованию анортозитов. На это указывают и высокие концентрации двухвалентного железа, тогда как на присутствие фтора — обогащение расплавов глиноземом. Однако щелочность повышена несущественно, так как на ликвидусе расплавов, дифференцированных на границе кора—мантия, образуется плагиоклаз, в основных породах отсутствует отрицательная аномалия европия (он двухвалентен и может замещать кальций в плагиоклазе), что говорит о нейтральной среде и присутствии воды. Карбонатная (возможно, гидрокарбонат-

Таблица 5. Глубина дифференциации расплавов при формировании Корсунь-Новомиргородского плутона и Октябрьского массива (цифры изотопный возраст (млрд лет) по работе [Геохронология..., 2008])

| Ингульский мегаблок Корсунь-Новомиргородский плутон | ЛАГ, км | Восточное Приазовье Октябрьский массив | ЛАГ, км |
|--|---------|---|---------|
| Расслоенные анортозиты, габбро-анортозиты 1,72—1,76 | 50 | Щелочные сиениты с реликтовым оливином (фаялитом) | 50 |
| Жильные нориты, монзониты 1,75 | 50 | Щелочные сиениты, амфибол-пироксеновые 1,79 | 100 |
| Рапакиви 1,75 Дайковые граниты, пегматиты | 20 | — | — |
| Альбититы с ураном | — | Эгирин-альбитовые, нефелиновые сиениты. Мариуполиты | 100 |
| — | — | Нефелиновые твейтозиты-сиениты | 100 |

ная) фаза, вероятно, также присутствует.

По меридиональным и субширотным разломным зонам происходит вынесение расплавов из очагов плавления, располагающихся под корой и в коре. Однако сам факт многократного пополнения очага (пульсирующий плюм), вероятно, указывает на значительную глубину их проникновения.

В пределах Кочеровской площади между Звиздаль-Залесской и Брусиловской зонами разломов описаны проявления палеопротерозойского карбонатитового вулканизма, ореолы фенитизации, что, по всей видимости, служило основанием для ее описания как Немировско-Кочеровской шовной зоны в работе [Геолого-геофизическая..., 2008]. Эти разломы образованы 1,85 млрд лет назад [Гинтов, 2014], тогда как шовные зоны образуются ранее — на рубеже архея и протерозоя и отличаются обязательным наличием ЖКС и ЖКК формаций.

В Восточном Приазовье после гранитизации образуется ОМ щелочных пород. Это многофазный массив, а не расслоенная интрузия, так как в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав обогащается кремнеземом, тогда как в ОМ от ранних фаз к поздним увеличивается щелочность и глиноземистость, а содержание кремнезема сокращается. В состав ОМ входят ультрабазиты, плагиоклазовые пироксениты, щелочные сиениты с реликтовым фаялитом, т. е. породы, расплавы которых дифференцированы в разных окислительно-восстановительных обстановках. На заключительных этапах его формирования образуются нефелиновые сиениты и мариуполиты (эгирин-альбитовые нефелиновые сиениты), что обязательно связано не только с пополнением глубинного источника, но и с увеличением глубины его размещения.

Минеральный состав. Метаморфические породы тетеревской серии представ-

Таблица 6. Предполагаемая корреляция стратиграфических единиц и гипотетическое протекание плюмовых процессов (изменение размещения ЛАГ) в событии 2,3–1,65 млрд лет назад

| Время, млрд лет назад | ЛАГ, км | Ингульский блок | ЛАГ, км | ОПШЗ, ЧКК | ЗП |
|-----------------------|---------------------|---|------------|--|------------------|
| 1,65 | — | | 100 | Щелочные сиениты | |
| — | 20 | Альбититы с ураном | — | — | Садовая свита |
| 1,8 | 20 ↑ 50 | КНП Граниты рапакиви Анортозиты, габбро | 50 | Бефориситы, фоскориты Оливинит- мельтейгиты | |
| — | 100 ? | | 50 | Альвикиты-ийолит- мельтейгиты | |
| 2,0 | 20 20 ↑ 50 | Кировоградские граниты Граниты НУМ Габбро-монзониты | 20 50 | Щелочные граниты Твейтозит- пироксениты, щелочные сиениты | Дибровская свита |
| — | 100 | — | 100 | Эссекситы Канадиты Севиты | |
| 2,3 | 150 200 | — | 150 200 | Щелочные пироксениты | |

лены высокоглиноземистыми разновидностями с карбонатом и графитом. Фиксируется широкое развитие карбонатных толщ, сложенных доломитом и кальцитом, присутствие только этому плюмовому событию.

В состав габбро НУМ входят высокожелезистые пироксены, основные плагиоклазы, ильменит. Монцониты сложены кварцем, плаггиоклазом и калиевым полевым шпатом. В составе палингенных гранитов помимо плагиоклаза впервые велика доля калиевого полевого шпата (до 60 %). В составе массивов КП и КНП анортозиты составляют 70—80 % основных пород, представлены породы, сложенные лабрадором. Некоторые разновидности содержат до 13 % ильменита и до 10 % апатита. Развит железистый оливин (f 99). Не менее экзотична структура и текстура пород. В анортозитах наблюдается расслоенность и разделение на фазы. В гранитах рапакиви часты овоиды микроклина, иногда окруженные альбитовыми каймами. И в ИМБ, и в ВМБ граниты рапакиви сопровождаются литий-фтористыми гранитами. В ИМБ распространены редкометалльные пегматиты со сподуменом, петалитом, а также пегматиты с U-Ta-Nb минерализацией и урановорудные альбититы. В ВМБ пегматиты содержат кристаллы берилла и топаза. Содержание флюорита на отдельных участках достигает 35—56 %, берилла 0,5 %. Присутствуют молибден-вольфрамовые диопсидовые скарны, оловоносные гранат-диопсидовые скарны, танталоносные пегматиты, мусковит-микроклиновые пегматиты с Li, Rb, Cs минерализацией. В ВМБ залегают россыпные месторождения ильменита промышленного масштаба.

Оливины перидотитов и габбро ОМ — хризолит и марганцовистый фаялит, присутствуют титан-авгит и ортопироксены. В нефелиновых сиенитах содержится до 30 % нефелина, эгирин и гастингсит. В породах развиты содалит и канкринит, бритолизит, пирохлор, бадделеит, бастнезит и другие минералы-концентраторы редких и рассеянных элементов. Циркон, сфен, флюорит являются акцессорными минералами.

Химический состав пород. В метамор-

фических толщах впервые появляются мощные карбонатные пачки. Магматические породы массивов габбро-монцонитов характеризуются повышенными содержаниями титана, глинозема, двухвалентного железа, кальция и щелочей. С этими магматическими комплексами связаны месторождения золота и титана.

Существенную часть территории УЩ слагают неперемещенные граниты с микроклином.

Литий-фтористые граниты и редкометалльные пегматиты обогащены элементами, способными изоморфно замещать калий (Li, Rb) и переносимыми в виде фторидных комплексов (Nb, Ta). После гранитизации образуются альбититы с ураном, что свидетельствует о повышении доли натрия в гидротермальных растворах. Уран активен в составе карбонатных комплексов, но для образования уранитита и браннерита необходимо его восстановление в присутствии воды. Такие месторождения, образующиеся при смешении карбонатно-фторидно-натриевых флюидов и водных фторидно-калиевых, окружают массивы и плутоны.

Карбонатиты и ореолы фенитизации формирующиеся в западной части щита накануне гранитизации и после нее, связаны с активностью карбонатных (фторидно-карбонатно-натриевых флюидов).

Химический состав пород мариуполитовой группы ОМ своеобразен. Они являются наиболее богатыми щелочами (сильно пересыщены Na_2O (9—12 мас. %) и K_2O (1—5 мас. %)). На заключительных этапах появляются альбит-содалитовые метасоматиты. Их образование связано с остаточными расплавами и растворами с SO_3 (до 0,25 мас. %), F (до 0,35 мас. %), Cl (до 0,4 мас. %). Характерно обогащение Zr, Nb, TR (Ce), Sc, Th, Mo и др.

Минеральный и химический состав пород блоков свидетельствует о высокой активности углекислого флюида, появляющегося накануне гранитизации. Сама гранитизация возможна только при участии водных флюидов с хлором. Фиксируется влияние хлоридно-калиевых флюидов,

Т а б л и ц а 7. Сопоставление проявлений активизаций (доплюмовых и плюмовых событий)

| Активизация | Магматические породы | Граниты (непермещенные) | Метаморфические осадочные породы | Структура | Железистые породы | Черные сланцы |
|-------------|--|---|--|---|--|----------------|
| 3,8—3,3 | Перидотиты, амфиболиты | Эндербиты Грантодиорит-тоналит-трондъемиты | — | — | — | — |
| 3,2—2,8 | Коматииты (серпентиниты), амфиболиты (спилиты) ЗКС | Тоналиты, трондъемиты, гранодиориты (ТТГ формация) | Хлорит-актинолитовые сланцы, карбонатные пласты: брейнериты. Эпидот-карбонат-кварц-биотит-хлоритовые сланцы | Гранитоидные купола с включениями амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов, окруженные ЗКС | Вулканогенно-сланцевая формация | Отсутствуют |
| 2,7—2,3 | Пикриты измененные и амфиболиты | Плагиограниты и кварцевые граниты (2,45), мало распространены | Биотит-гиперстеновые, амфиболовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы | Выделение шовных зон (2,65—2,45 млрд лет назад), разделение на мегаблоки и шовные зоны | Железисто-кремнисто-сланцевая формация | Появляются |
| 2,3—1,65 | Массивы габбро-монцитов-трахитоидных гранитов Амфиболиты Ультрабазиты Карбонатиты Массивы анортитов-гранитов рапакиви | Микроклиновые граниты (2,0) | Мраморы, кальцифиры, графит-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые гнейсы с кордиеритом, силлиманитом, кристаллосланцы биотит-амфиболовые, амфиболиты | Образование разломных зон, горизонтальные и вертикальные движения большой амплитуды. Разломно-блоковая структура | Железисто-кремнисто-карбонатная формация | Широко развиты |

проявленное в обилии микроклина. После гранитизация активны щелочные карбонатно-фторидно-натриевые флюиды.

Территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам. Их расположение на данном этапе исследования оценивается по ареалам распространения ЖКК формации. Первая территория тяготеет к ГШЗ, но захватывает Хащевато-Завальевский блок и продолжается на север, в РТМБ, где находятся месторождения Одесско-Белоцерковского железорудного района. Ко второй относится часть ИКШЗ — ККЗ. Третья охватывает, часть СПМБ (Конкско-Белозерскую структуру), северную часть ОПШЗ, распространяется на все Западное Приазовье и Мангушский блок. Возможно, эта конфигурация существовала уже в предыдущей активизации, так как породы ЖКС формации присутствуют не только в Гуляйпольской структуре и Корсакском блоке, но и в Сорокинской структуре.

Метаморфическая толща. Взаимоотношения с более ранними толщами отчетливо устанавливаются в гданцевской свите криворожской серии. Она состоит из железисто-карбонатных пород (сидерит-кальцитовых, кварц-кальцитовых и др.), безрудных кварцитов, полосчатых железистых силикатно-магнетитовых и магнетитовых руд. На них залегают кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы, слюдистые сланцы и ультрабазиты, полосчатые силикатно-магнетитовые кварциты, глиноземистые и слюдисто-графитовые сланцы. Выше размещаются ультрабазиты и слюдистые метапелитовые и метаалевролитовые сланцы и силикатно-магнетитовые кварциты (описание приведено по работам [Железисто-кремнистые..., 1978; Стратиграфические..., 1985]). Очевидна резкая смена тектонического режима, которая отражается в составе метаморфических пород. После гранитизации образуется глееватская свита. Отличительные особенности ее состава — широкое развитие метапесчаников, метаконгломератов, кварцитов. Резко возрастает доля обломочных пород, что однозначно объясняется тектоническими движениями, которые

начинаются перед гранитизацией и продолжаются (многократно возобновляются) после 2,0 млрд лет.

В бугской серии ГШЗ наряду с высокоглиноземистыми породами и кристаллосланцами широко развиты мраморы и кальцифиры, которые ассоциируют с графит-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, а также железистыми кварцитами. Перемежаются с пироксеносодержащими гнейсами и кристаллосланцами. Породы сходного состава образуют дибровскую (нижнюю) и садовую (верхнюю) свиту в Западном Приазовье.

Как метаморфические породы в ГШЗ описаны гондиты, залегающие среди глиноземистых гнейсов и дупироксеновых кристаллосланцев [Щербаков, 2005]. Они сложены оксидами марганца, родонитом, спессартином и глинистым веществом.

Железистые породы гданцевской свиты относятся к ЖКК формации, которая также представлена ГШЗ и ПМБ. В составе гданцевской свиты ККЗ, вскрытой скважиной СГ-8, описаны графитит-андалузит-биотитовые и графит-гранат-биотитовые сланцы, графит-силлимантит-битотитовые гнейсы и доломит-кальцитовые мраморы с диопсидом, флогопитом, актинолитом и сфеном, а также графитит-кальцит-доломитовые мраморы — совокупность обогащенных глиноземом и карбонатных пород, сложенных кальцитом и доломитом. Важным признаком является и широкое развитие графита. Общая мощность гданцевской свиты — 350 м. Значительно больше мощность глееватской свиты — 1,5 км, в которой шире представлены конгломераты и песчаники. Возраст этих свит 1,89—2,0 млрд лет [Криворожская..., 2011]. Согласно работам [Глубинное..., 2010; Железисто-кремнистые..., 1991], формирование гданцевской и глееватской свит в ИКШЗ, а также оскольской свиты в КМА, относящихся к ЖКК формации, начинается после 2,2 и продолжается до 2,05—1,9 млрд лет назад.

В ГШЗ и Хащевато-Завальевском блоке железные руды силикат-магнетитовые

и карбонат-магнетитовые [Ярошук, 1983]. Возраст эвлизитов села Завалье — 1,91 млрд лет [Геохронология..., 2008]. Среди силикат-магнетитовых преобладают железистые кварциты (итабириты) в центре пластов, которые в местах выклинивания сменяются кварц-силикатными глиноземисто-железисто-кремнистыми сланцами. Подобные руды представлены в РТМБ и Западном Приазовье, где пачки, содержащие железистые пласты, залегают в полях развития гранитов и мигматитов. Карбонат-магнетитовые руды ГШЗ состоят из оливина, магнетита и карбоната, содержат пироксены, амфиболы, серпентин, флогопит и шпинель. Карбонаты — кальцит и доломит, оливин — форстерит.

Восстановление первичного генезиса пород ЖКК формации Хащевато-Завальевского района Побужья и ГШЗ неоднозначно вследствие сложности геологического строения. Одним из наиболее важных и нерешенных вопросов является более детальное разделение неоархейского и палеопротерозойского событий. На поверхности находятся породы, много раз подвергавшиеся метаморфическим преобразованиям в условиях гранулитовой фации и продукты неоднократного анатектического плавления [Венидиктов 1986, Щербаков, 2005]. По мнению автора, карбонат-магнетитовые руды с оливином Молдовского месторождения — эруптивные брекчии. Подобное мнение высказано и в работе [Ентин и др., 2015].

Сходство железистых пород ГШЗ и ККЗ наблюдается в общем химическом составе. Оно не абсолютное. Соотношение кремнезема и карбоната в ККЗ несколько сдвинуто в сторону преобладания кремнезема, существенно меньше степень наложенного метаморфизма. Однако общий состав, широкое развитие доломита и кальцита, перемежающихся с кварцитами, в том числе железистыми, широкое развитие пород, обогащенных глиноземом, графита, а также тесная связь с ультрабазитами — особенности, присущие исключительно ЖКК формации.

Породы гданцевской свиты несомненно осадочные, но, по мнению автора, эксга-

ляциянная (хемогенная и туфовая) составляющая осадочных пород откладывается из глубинного флюида, вулканического стекла и пепла на дне морского бассейна. Другими словами, породы гданцевской свиты ККЗ представляют собой эксгаляционные осадки и вулканогенные магматические породы, которые по проницаемым зонам выносятся на поверхность, а затем подвергаются уплотнению и метаморфическим преобразованиям. При метаморфизме пород гданцевской свиты в условиях, соответствующих гранулитовой фации, могли образоваться породы, сходные с ЖКК формацией ГШЗ. Однако оливин не может образоваться при метаморфизме в *PT*-условиях коры, что указывает на другой способ вынесения расплавов, флюидов и ксенокристаллов из слоев плавления близкого состава. В случае ККЗ карбонатно-хлоридно-силикатные флюиды, обогащенные железом, выносятся сначала вместе с расплавом, а затем концентрируются в гидротермальных растворах, которые разгружаются на дне морского бассейна. В Среднем Побужье отделяются непосредственно от слоя плавления в виде карбонатно-силикатных флюидов-расплавов с ксенокристаллами (оливин, диопсид и др.), образуя на поверхности эруптивные брекчии. В Западном Приазовье в это время образуется Черниговский комплекс карбонатитов (магматический) и железистые породы дибровской свиты аналогичного состава и строения.

Магматические породы. В ГШЗ в этом плюмовом событии широко представлены ультрабазиты, состав которых близок к коматиитовому стандарту (содержание $MgO \sim 22\text{—}32\%$, $FeO \sim 10\%$, $SiO_2 \sim 40\%$). Возраст пород Капитанского массива является предметом дискуссии, однако автор согласен с мнением, высказанным в работе [Геолого-геофизическая..., 2008], — 2,0 млрд лет. В отличие от коматиитов ЗКС в них нет хлорита, они находятся в ассоциации с глиноземистыми кварцитами с силлиманитом, кордиеритом, гранатом, гиперстеном, сульфидами и апоперидотитовыми офикальцифирами. Ассоциа-

ция с хромитовыми рудами указывает на глубинный источник расплава (высокий окислительный потенциал), тогда как кристаллизация происходила при высоком потенциале CO_2 , а не воды, что характерно только для этого времени.

Их появление может быть синхронно с появлением мельтейгитов Черниговского комплекса карбонатитов (ЧКК) в Западном Приазовье. В нем присутствуют карбонатиты и ультращелочные ультрабазиты, которые ассоциируют с породами, образованными из фторидно-глиноземнистых, фосфатных и других флюидов-расплавов. Карбонатиты на 90 % сложены кальцитом и доломитом, в отдельных разновидностях пород доля оливина достигает 25 %, магнетита — 20 % (в бефорситах). Все силикатные породы содержат нефелин. Они образованы при разделении расплава на две (и более) несмешиваемые фазы. Присутствуют фоскориты, породообразующим минералом которых является апатит.

Особенности минерального и химического состава, как и на блоках, отражены в существенной доле карбонатных пород, сложенных доломитом и кальцитом, а также в широком развитии кварцитов, углистых сланцев и графитовых гнейсов. Для территорий, пространственно тяготеющих к шовным зонам, характерны вулканы ультраосновного (коматиитового), щелочно-ультраосновного состава и карбонатиты. В ЧКК фосфаты образуют собственную «магматическую» фазу, а в ГШЗ присутствуют гондиты, в которых содержание MnO составляет 32 %. Активность (высокие концентрации) CO_2 и F — определяют состав акцессорной минерализации ЧКК, набор редких элементов, которыми обогащены обе фазы. Ca , Sr , V , a , Ce экстрагируются преимущественно в карбонатную фазу в щелочной среде. Zr , Nb , Ta , TR (Ce , La , Nd) могут попасть в расплав только вследствие растворения в присутствии HF и образования комплексных соединений с фтором, в составе которых они и переносятся к кровле астеносферы. В породах ЧКК породообразующими являются щелочные пироксены и амфи-

болы, альбит, нефелин, кальцит, апатит, магнетит, ильменит. Среди акцессорных помимо графита и сфена присутствуют гатчетолит, ниобиевый рутил, монацит, циркон, пироксид, колумбит, цериевый фергюссонит, бадделейт.

В это время образуются месторождения графита, а углеводороды в виде жидких включений представлены в магматических породах ЧКК.

В ЧКК и ОМ активны элементы, подвижные в составе фторидных комплексов в присутствии CO_2 . Присутствие нефелина отражает дефицит кремнезема и воды в магматических расплавах, образующихся после гранитизации. Наблюдается обратная корреляция поведения железа и кальция, которые концентрируются в карбонатной фазе, и прямая — глинозема и натрия, активных в присутствии фтора. Дифференциация расплавов в щелочной среде приводит к снижению количества MgO (до 14 мас. %) даже в ультраосновных (щелочно-ультраосновных) расплавах.

Тектонический режим. Целью данной работы является выявление и сопоставление особенностей проявления плюмовых событий. Однако можно обозначить самые очевидные следствия.

Это плюмовое событие характеризуется совершенно специфическим тектоническим режимом «пульсирующего плюма» [Гинтов, 2014] с постоянно возобновляющейся магматической и гидротермальной активностью. Он проявлен как на блоках, так и в шовных зонах.

Во время гранитизации слой, содержащий расплав, существовал под всем щитом (кроме СПМБ?). Кристаллическая часть коры представляла собой жесткие блоки, разделенные разломами, под которыми на глубине не более 20 км размещался слой плавления. Каждый современный мегаблок состоял из нескольких блоков. На запад и восток от СПМБ эти блоки находились над слоем частичного плавления, мощность которого была близка (превышала) мощность самих блоков. Блоки и шовные зоны были разделены разломами, уходящими глубоко в мантию, что предпо-

лагают их относительную подвижность. В современном строении УЩ отчетливо проявлена плейт-тектоническая составляющая этого плюмового события: спрединг по разломной зоне Херсон—Смоленск и субдукция и смятие вплоть до образования чешуй в ИКШЗ и ГШЗ [Гинтов, 2014]. Движение плит длится от 2,0 до 1,65 млрд лет, а суммарные за активизацию вертикальные и горизонтальные смещения блоков составляют 20 км [Щербаков, 2005].

Состав глубинных флюидов. Накануне и в процессе глобальной гранитизации палеопротерозоя отчетливо проявлено влияние водных хлоридно-калиевых флюидов с нейтральной и слабощелочной реакцией. В это время образуются и карбонатные пачки, что свидетельствует о несмесимости. Однако еще более специфические комплексы пород появляются после гранитизации. В массивах анортзитов одна фаза обогащена карбонатным (гидрокарбонатным) с фтором и натрием флюидом (в нее из расплава экстрагируется глинозем), другая — водным (с хлором, кальцием и калием) флюидом, кальций (его часть) и кремнезем остаются в водно-силикатном расплаве. Однако в составе самих массивов и сопутствующих пегматитах и метасоматитах не фиксируется резкого разделения на фазы вследствие несмесимости, хотя по многим признакам устанавливается присутствие карбонатных и фторидно-натриевых флюидов. Предполагается, что под корой и в коре происходит смешение остаточных и глубинных расплавов и флюидов.

В шовных зонах процесс протекает иначе. На начальных этапах (накануне и в процессе гранитизации) происходит вынесение водно-хлоридно-калиевых (с кремнеземом) растворов-флюидов, обогащенных железом. Одновременно присутствуют и карбонатно-фторидно-натриевые, что приводит к разделению на несколько несмесимых фаз. Образование карбонатных осадочных толщ и формирование ЧКК начинается до гранитизации. Однако доля водных хлоридно-силикатных флюидов еще существенна, так как желе-

зистые пласты — силикат-магнетитовые. После гранитизации в ГШЗ образуются ультрабазиты с хромом, ассоциирующие с кальцифирами. Глубина формирования расплавов, в которых подвижны магний и хром, не менее 250 км. Поступление глубинных расплавов на поверхность происходит многократно. Создается впечатление, что источники вещества (слой плавления, питающий магматизм) располагаются глубже, чем в предыдущей активизации. В ГШЗ образуются не только карбонатные пласты, но и железисто-карбонатные руды. Полностью подтверждается предположение, высказанное в работе [Бордунов, 1983], что содовые растворы и известково-кремнистые эксталяции как спутники карбонатитов являются источником известково-кремнистого осадконакопления, объемы которого намного превосходят интрузивные тела карбонатитов. Карбонат-магнетитовые руды и карбонатиты — следствие деления на несмесимые фазы.

Особенности пород ЧКК и ОМ объясняются не только большим количеством углекислого флюида. Он присутствовал и при дифференциации расплавов ЗКС. Однако тогда не происходило его взрывообразного отделения, так как сопутствующими флюидами были водные с хлором. В рассматриваемом плюмовом событии важнейшим признаком является высокая активность фтора, влияние которого на всех уровнях приводит к появлению собственной фазы, обогащенной натрием и глиноземом, а также появлению нефелина в магматических породах.

На блоках, как и в шовных зонах, после 2,0 млрд лет происходит вынесение глубинных сухих щелочных карбонатных флюидов. Различия в составе магматических комплексов объясняются различием геодинамического процесса. Как и в прошлом событии, под территориями, пространственно тяготеющими к шовным зонам, преобладает вынесение глубинных расплавов и флюидов в короткие промежутки времени, тогда как на блоках происходит многократное пополнение очагов

плавления, располагающихся под корой и в коре.

Резкая смена состава глубинных флюидов фиксируется накануне гранитизации образованием мощных пачек кальцитовых и доломитовых пород. Однако она еще более проявлена после гранитизации. В это время многократно возобновляются тектонические движения. После гранитизации можно проследить различия между западной частью УЩ. В западной на протяжении глубинной разломной зоны, образованной Немировским, Брусилевским и Звиздаль-Залесским разломами, наряду с анортозитами образуются и карбонаты (ореолы фенитизации), как в шовных зонах. С тектоническим швом Херсон—Смоленск связано формирование КНП, тогда как с Грузско-Еланчикской разломной зоной — ОМ, в состав которого входят нефелиновые сиениты и мариуполиты. Это разделение наследуется в девоне при образовании Днепровско-Донецкого авлакогена, где совмещаются Притпятский прогиб, развивающийся как трапповая провинция, рифт Днепровско-Донецкой впадины и складчатая область Донбасса.

Выводы. Периодичность, установленная на кратонах мира, отчетливо выражена и на УЩ, а магматические и тектонические процессы, проявленные на поверхности, сопоставляются с глобальными этапами формирования коры и мантии.

Наличие дополнительной информации о составе метаморфических и магматических пород позволяет подтвердить существование общего геодинамического режима до 2,8 млрд лет и отсутствие плюмовых событий и плитовой тектоники до 2,7 млрд лет вследствие пластичного состояния большей части коры и относительно невысокой температуры солидуса мантии, включающей легкоплавкую компоненту. Формирование сублитосферной мантии приходится на период 3,0—2,7 млрд лет назад. В это время происходит и образование коры, состав которой кардинально отличается от состава мантии. Вследствие вынесения базальтоидной компоненты и флюида состав мантии приближается к пе-

ридотиту, а в составе коры увеличивается количество плагиоклаза и кварца.

После 2,7 млрд лет происходит деление территории на два больших блока. Гранитизация в центральной части УЩ проявлена 2,5 млрд лет назад. После этого территория УЩ делится на блоки и шовные зоны. Исключение составляет центральная часть СПМБ.

Состав метаморфических и магматических комплексов, образующихся в плюмовом событии 2,7—2,3 млрд лет назад, а также общее тектоническое строение совершенно отличны от архейских гранит-зеленокаменных областей. Метаморфические толщи блоков и шовных зон имеют сходные особенности. Фиксируется резкое увеличение доли хемогенно (эксталяционно)-осадочных пород относительно вулканогенных, изменение состава магматических комплексов (смена коматиитов пикритами, пород ТТГ формации — плагиогранитами), широкое развитие измененных базальтов (амфиболитов), реже пикритов. Увеличение доли глинозема и появление графита, а также ритмичное строение метаморфических толщ отражает общее снижение окислительного потенциала по сравнению с археем. Но не менее четко обозначаются и различия, главное из которых — присутствие пород ЖКС формации в шовных зонах. В шовных зонах преобладают породы и минералы, образование которых требует более высокого окислительного потенциала, что объясняет подвижность железа и присутствие европия.

Следующий плюмовый процесс проявлен как этап формирования (преобразования) и коры, и мантии на всех кратонах. В строении УЩ обнаружены несомненные признаки плитовотектонических процессов. Максимальные по амплитуде движения происходили 2,0—1,8 млрд лет назад. На всей территории УЩ фиксируется общее снижение окислительного потенциала, щелочность расплавов и флюидов резко возрастает после гранитизации, охватывающей весь щит. Широко представлены карбонатные породы, сложен-

ные кальцитом и доломитом, карбонатиты. Метаморфические преобразования протекают с преобладанием CO_2 флюидов.

На блоках образуются глубинные разломные зоны, накапливаются эксгальционно-осадочные толщи, массивы монзонитов и калиевых гранитов, с которых начинается образование глобального слоя плавления в коре (2,08—2,04 млрд лет назад). С ними связаны месторождения золота. Формируются массивы анортозитов гранитов рапакиви и связанные с ними месторождения титана, редкометалльных пегматитов, ураноносных альбититов (1,8—1,74 млрд лет назад).

В шовных зонах образуются комплексы карбонатитов, ореолы фенитизации. С ними связана редкометалльная минерализация и включения углеводородов, представлены фосфатные и марганцовистые породы. В них происходит накопление мощных толщ кальцифиров (доломитовых

и кальцитовых). Отличительной чертой этого плюмового события является и появление ультрабазитов, состав которых приближается к коматиитовому стандарту, с которыми связаны хромитовые рудопроявления. В шовных зонах обязательно присутствует ЖКК формация.

Все три выделенные активизации характеризуются совершенно специфическими метаморфическими и магматическими формациями. Наличие трех разновидностей метаморфических толщ, каждой из которых присущи собственные структурно-вещественные характеристики, определяет выделение архейского этапа формирования гранит-зеленокаменных областей до 2,8 млрд лет и двух плюмовых событий в период 2,7—1,65 млрд лет. Эти события проявлены на всех кратонах мира и зафиксированы как этапы образования и преобразования не только поверхности, но также нижней коры и верхней мантии.

Список литературы

- Артеменко Г. В. Новые геохронологические данные по Сурской зеленокаменной структуре. *Минерал. журн.* 1998. Т. 20. № 2. С. 74—81.
- Беляцкий Б. В., Родионов Н. В., Антонов А. В., Сергеев С. А. Цирконы с возрастными показателями процессов в древнейшей континентальной коре восточно-Антарктического щита (Земля Эндерби). *Доклады РАН.* 2011. Т. 438. № 4. С. 510—514.
- Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimr радіології). *Збірка наукових праць УкрДГРІ.* 2008. № 1. С. 9—24.
- Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника и геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. Москва: Наука, 2010. 606 с.
- Бордунов И. Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Венидиктов В. М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 267 с.
- Верхогляд В. М., Скобелев В. М. Изотопный возраст субвулканизма района г. Новоград-Вольнский (северо-западная часть Украинского щита). *Геохимия и рудообразование.* 1995. Вып. 21. С. 47—56.
- Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Под ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2008. 308 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.
- Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов раз-

- ломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 2. Гл. ред. серии А. Ф. Морозов. Москва: ГЕОКАРТ:ГЕОС, 2010. 400 с.
- Ентин В. А., Гинтов О. Б., Мычак С. В., Юшин А. А. Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 3—18.
- 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.
- Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
- Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Под ред. Е. М. Шеремета. Донецк: Ноулидж, 2011. 555 с.
- Кутас Р. И. Тепловая эволюция и формирование докембрийской земной коры. *Збірка наук. праць: 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.
- Литасов К. Д., Шацкий А. Ф. Состав и строение ядра Земли Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016, 304 с.
- Лобач-Жученко С. Б. Древние кратоны — возраст, строение, состав, геодинамика. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 61—70.
- Лобач-Жученко С. Б., Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н., Балаганский В. В., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинско-го щита). *Минерал. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 3—14.
- Лобач-Жученко С. Б., Балаганский В. В., Балтыбаев Ш. К., Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н., Лохов К. И., Корешкова М. Ю., Юрченко А. В., Егорова Ю. С., Сукач В. В., Бережная Н. Г., Богомолов Е. С. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса по данным изотопно-геохронологических исследований (Среднее Побужье, Украинский щит). *Минерал. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 86—98.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики Москва: Науч. мир, 2004. 611 с.
- Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. Под ред. Н. П. Щербака. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. 785 с.
- Орса В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Киев: Наук. думка, 1988. 202 с.
- Пашкевич И. К., Бакаржиева М. И. Мафические дайки Ингульского мегаблока (Украинский щит): связь поверхностных и глубинных структур литосферы, разломная тектоника и геодинамика. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 49—66.
- Петрологія і геохімія чарнокитоїдів Українського щита. Відп ред. О. М. Пономаренко. Київ: Наук. думка, 2011. 216 с.
- Пономаренко А. Н., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—58.
- Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Физико-химические параметры материала глубинных мантийных плюмов. *Геология и геофизика.* 2016. Т. 57. № 5. С. 874—888. doi: 10.15372/GiG20160504.
- Семененко Н. П. Кислородно-водородная модель Земли. Киев: Наук. думка, 1990. 248 с.
- Старостенко В. И., Лукин А. Е., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А. Геофлюиды и современное проявление активизации Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 2—25.

- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.* Под ред. К. Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита.* Под ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка. 1979. 412 с.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в палеопротерозое (2,2—1,75 млрд лет назад). Стратиграфия и магматизм. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 2. С. 56—95. doi: <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97383>.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов как отражение формирования коры и мантии на примере Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. Архей. *Геофиз. журн.* 2016а. Т. 38. № 2. С. 35—56. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107764>.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неоархее—палеопротерозое. Стратиграфические следствия. *Геофиз. журн.* 2016б. Т. 38. № 6. С. 40—63. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91961>.
- Шацкий В. С., Бузлукова Л. В., Ягоуц Э., Козменко О. А., Митюхин С. И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазонасной провинции (по данным изучения ксенолитов). *Геология и геофизика.* 2005. Т. 46. № 12. С. 1273—1289.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- Arndt N., Lesher C. M., 2004. Komatiite. In: *Encyclopedia of Geology.* Elsevier, P. 260—268.
- Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J., 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology* 105(3), 467—508. doi:10.2113/gsecongeo.105.3.467.
- Belousova E. A., Kostitsyn Y. A., Griffin W. L., Begg G. C., O'Reilly S. Y., Pearson N. J., 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119, 457—466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>.
- Boyd F. R., Pearson D. J., Hoal K. O., Hoal B. J., Nixon P. H., Kingston M. J., Mertzman S. A., 2004. Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations. *Lithos* 77, 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Campbell I. H., Griffiths R. W., 2014. Did the formation of D" cause the Archaean-Proterozoic transition? *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 1—8. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.048>.
- Carlson R. W., Pearson D. G., James D. E., 2005. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Rev. Geophys.* 43, RG1001, 1—24. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Cavosie A. J., Valley J. W., Wilde S. A., 2007. The oldest terrestrial mineral record: A review of 4400 to 4000 Ma detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. In: M. J. van Kranendonk, R. H. Smithies, V. C. Bennett (eds.) *Earth's Oldest Rocks: Developments in Precambrian Geology.* Vol. 15. London: Elsevier, P. 91—111.
- Condie K. C., 2011. Earth and evolving planetary system. Elsevier, 574 p.
- Condie K. C., Davaille A., Aster R. C., Arndt N., 2015. Upstairs-downstairs: supercontinents and large igneous provinces, are they related? *Int. Geol. Rev.* 57, 1341—1348. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.963170>.
- Ernst R. E., Buchan K. L., 2003. Recognizing mantle plumes in the geological record. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 469—523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.
- Ernst W. G., Sleep N. H., Tsujimori T., 2016. Plate-tectonic evolution of the Earth: bottom-up and top-down mantle circulation. *Can. J. Earth Sci.* 53, 1103—1120. dx.doi.org/10.1139/cjes-2015-0126.
- Glikson A. Y., 1993. Asteroids and early Precambrian crustal evolution. *Earth Sci. Rev.* 35, 285—319. doi: 10.1016/0012-8252(93)90041-5.
- Green D. H., Falloon T. J., Eggins S. M., Yaxley G. M., 2001. Primary magmas and mantle tem-

- peratures. *Eur. J. Mineral.* 13, 437—451. doi: 10.1127/0935-1221/2001/0013-0437.
- Green D. H., Hibberson W. O., Kovács I., Rosenthal A., 2010. Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature* 467, 448—452. doi:10.1038/nature09369.
- Griffin W., Belousova E., O'Neill C., O'Reilly S. Y., Malkovets V., Pearson N., Spetsius S., Wilde S., 2014. The world turns over: Hadean—Archean crust—mantle evolution. *Lithos* 189, 2—15. doi: 10.1016/j.lithos.2013.08.018.
- Harrison T. M., Schmitt A. K., McCulloch M. T., Lovera O. M., 2008. Early (>4,5 Ga) Formation of Terrestrial Crust: Lu-Hf, 18O/16O, and Ti Thermometry Results for Hadean Zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 268(3-4), 476—486. doi: 10.1016/j.epsl.2008.02.011.
- Herzberg C., Asimow P. D., Arndt N., Niu Y., Leshner C. M., Fitton J. G., Cheadle M. J., Saunders A. D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8(2), 1—34. doi:10.1029/2006GC001390.
- Herzberg C., Rudnick R., 2012. Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model. *Lithos* 149, 4—15. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.010.
- Hiess J., Bennett V. C., Nutman A. P., Williams I. S., 2009. In situ U-Pb, O and Hf isotopic compositions of zircon and olivine from Eoarchaeon rocks, West Greenland: New insights to making old crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 4489—4516. doi:10.1016/j.gca.2009.04.019.
- Hinrichs K. U., 2002. Microbial fixation of methane carbon at 2,7 Ga: Was an anaerobic mechanism possible? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3(7), 1—10. doi: 10.1029/2001GC000286.
- Hofmann H. J., Grey K., Hickman A. H., Thorpe R. I., 1999. Origin of 3,45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 1256—1262. doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<1256:OOGCSI>2.3.CO;2.
- Holden P., Lank P., Ireland T. R., Harrison T. M., Foster J. J., Bruce Z., 2009. Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: The first 100,000 grains. *Int. J. Mass Spectrom.* 206, 53—63. http://dx.doi.org/10.1016/j.ijms.2009.06.007.
- Holland H. D., 2002. Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3811—3826.
- Ionov D. A., Carlson R. W., Doucet L. S., Golovin A. V., Oleinikov O. B., 2015. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 428, 108—119. doi: 10.1016/j.epsl.2015.07.007.
- Isley A. E., Abbott D. H., 2002. Implication for the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *J. Geol.* 110, 141—158.
- Klein C., 2005. Some Precambrian banded iron formation (BIFs) from around the world: their age, geological setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry and origin. *American Mineralogist* 90, 1473—1499. doi: 10.2138/am.2005.1871.
- Koreshkova M. Yu., Downes H., Nikitina L. P., Vladyskin N. V., Larionov A. N., Sergeev S. A., 2009. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia. *Precambrian Res.* 168, 197—212. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.09.007.
- Liu J., Riches A. J. V., Pearson G., Luo Y., Kienlen B., Kjarsgaard B. A., Stachel Th., Armstrong J. P., 2016. Age and evolution of the deep Continental root beneath the central Rae craton, northern Canada. *Precambrian Res.* 272, 168—184. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.11.001
- Liu D. Y., Nutman A. P., Compston W., Wu J. S., Shen Q. H., 1992. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese Part of the Sino-Korean craton. *Geology* 20, 339—342. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0339:ROMCIT>2.3.CO;2
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models.

- Precambrian Res.* 252, 71—87. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.027.
- Maas R., Kinny P. D., Williams I. S., Froude D. O., Compston W., 1992. The Earth's oldest known crust — a geochronological and geochemical study of 3900—4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1281—1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N).
- Nebel O., Rapp R. P., Yaxley G. M., 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos* 190-191, 313—327. doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.010.
- Nutman A. P., Friend C., Bennett V. C., 2001. Review of the oldest (4400–3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning. *Episodes* 24(2), 93—101.
- O'Neil J., Carlson R., Paquette J., Francis D., 2012. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. *Precambrian Res.* 220-221, 23—44. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.07.009>.
- O'Reilly S. Y., Griffin W. L., 2010. The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it? *Lithos* 120, 1—13. doi:10.1016/j.lithos.2010.03.016.
- Peterson T. D., Pehrsson S., Skulski T., Sandeman H., 2010. Compilation of Sm-Nd Isotope Analyses of Igneous Suites, Western Churchill Province. Geological Survey of Canada, Open File 6439. doi: 10.4095/285360.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazuk-abzov A., Sklyarov E., Todt W., 2005. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS. *Precambrian Res.* 136, 353—368. doi: 10.1016/j.precamres.2004.12.003.
- Presnal D. C., Gudfinnsson G. H., Walter M. G., 2002. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2073—2090. doi:10.1016/S0016-7037(02)00890-6.
- Song B., Nutman A. P., Liu D., Wu J., 1996. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China. *Precambrian Res.* 78, 79—94. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00070-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00070-4).
- Valley J. W., Peck W. H., King E. M., Wilde S. A., 2002. A cool early Earth. *Geology* 30, 351—354. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0351:ACEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0351:ACEE>2.0.CO;2).
- Walter M. J., 2005. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In: *The Mantle and Core*. Ed. R. W. Carlson. Oxford: Elsevier Ltd. P. 363—394.
- Wyllie P. J., 1977. Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc.* 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Wyllie P. J., Ryabchikov I. D., 2000. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *J. Petrol.* 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1195>.

Periodization and specific features of deep processes in Precambrian by example of the Ukrainian shield

© O. V. Usenko, 2017

Thorough information on geological structure of the Ukrainian shield (USh) allows to verify opinions existing nowadays that plume and plate tectonic activities are possible only after conclusive formation of sublithospheric mantle 2,8—2,55 Ga and plume episodes of Precambrian occurred 2,75—2,7, 2,45—2,4, 1,9, 1,8—1,75, 1,65 Ga ago. It can be proved nowadays that formation of the crust occurred before 4.0 Ga and plume events result in later transformation of not only crust but also of mantle. Isotope dating of the USh allows allocating of plume episodes in close-range time. Nevertheless these limits for the USh in many cases have connection with geological processes, because not detrital zircons are dated but those ones included in rocks. Individual episodes are united into lasting plume events (activations) up to 3,2, 3,2—2,8, 2,7—2,3, 2,3—1,65 Ga.

Special features of the structure of granite-greenstone area of the Middle Dnieper megablock of the USh support the opinion that before 2,7 Ga thick sub-continental lithosphere consisted of refractory peridotite did not exist. Crystallizable layer consists of relatively low-melt minerals and is enriched by basaltoid component. The thickness of crystallized layer reduces up to 100 and 50 km in case of addition of reheated deep matter and increases during crystallization up to 150—200 km. Asthenosphere compulsory contains the melt diluted by silicate-aqueous-carbonate fluids.

After 2,7 Ga subdivision of the area into two big blocks occurred. At the mark of the Archean and Proterozoic (2,5 Ga ago) the territory of Ukraine was subdivided into blocks and territories which spatially were drawn towards suture zones. The composition of the terrains allows supposing that at the mark of the Archean and Proterozoic exarticulation of tectonic units where plume processes went in different ways occurred.

The following plume event (2,3—2,65 Ga ago) was manifested as a stage of transformation of mantle and crust on all the cratons. In the structure of the USh obvious features of plate tectonic processes have been found. Movements maximal by amplitude occurred 2,0—1,8 Ga ago. During the process of this plume event abrupt change of composition of fluids and melts removed from the mantle occur. Granitization takes place with participation of aqueous chloride-potassium fluids. After granitization active dry carbonate-fluoride-sodium fluids became active. Removal of melts, fluids occurs by small portions and the regime of pulsating plume considerably specifies the composition of magmatic rocks and hydrothermal solutions.

Key words: plume event, lithosphere-asthenosphere boundary, crust–mantle evolution, continental lithospheric mantle, banded iron formation, tonalite-trondhjemite-granodiorite formation, komatiite, anorthosites, alkaline igneous rocks.

References

- Artemenko G. V., 1998. New geochronological data on the Sura greenstone structure. *Mineralogicheskii zhurnal* 20(2), 74—81 (in Russian).
- Belyatskiy B. V., Rodionov N. V., Antonov A. V., Sergeyev S. A., 2011. Zirkons with ages 3.98-3.63 billion years — indicators of processes in the oldest continental crust of the East Antarctic Shield (Enderby Land). *Doklady RAN* 438(4), 510—514 (in Russian).
- Bobrov O. B., Stepanyuk L. M., Sergeyev S. A., Presnyakov S. L., 2008. Metatonalites of Dni-propetrovsk complex and age stages of their formation (geological position, composition, results of Shrimp radiology). *Collection of scientific works of UkrDGRI* (1), 9—24 (in Ukrainian).
- Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V., 2010. Magmatism, tectonics and geodynamics of the Earth: Relationship in time and space. Moscow: Nauka, 606 p. (in Russian).
- Bordunov I. N., 1983. Krivoy Rog-Kursk eugeosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Venidiktov V. M., 1986. Polycyclic development of granulite facies. Kiev: Naukova Dumka, 267 p. (in Russian).
- Verkhoglyad V. M., Skobelev V. M., 1995. Isotopic age subvolcanic district of Novograd Volyn (northwestern part of the Ukrainian shield). *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* (is. 21), 47—56 (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 Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield, 2008. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Archaea, 2005. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic, 2008. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).

- Gintov O. B., 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials based on the 1-EB profile, profiles 4B and TATSEYS, 2010. Vol. 2. Ch. Ed. series A. F. Morozov. Moscow: GEOKART: GEOS, 400 p. (in Russian).
- Entin V. A., Gintov O. B., Mychak S. V., Yushin A. F., 2015. The structure of the Moldovan iron ore deposit (Ukrainian shield) according geological and geophysical data and its possible endogenous nature. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 3—18 (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Precambrian of the European part of the USSR. The genesis of iron ores, 1991. Ed. V. M. Kravchenko, D. A. Kulik. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield, 1978. Ed. N. P. Semenenko. Vol. 1. Kiev: Naukova Dumka, 328 p. (in Russian).
- Kaulina T. V., 2010. Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes. Apatity: Publ. House of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, 144 p. (in Russian).
- Krivoy Rog superdeep well SG-8, 2011. Ed. E. M. Sheremet. Donetsk: Noulidzh, 555 p. (in Russian).
- Kutas R. I., 2008. Thermal evolution and formation of the Precambrian earth's crust. *Collection of scientific works: The evolution of Precambrian granitoids and associated minerals in connection with the Earth's energy and the stages of its tectonic-magmatic activation*. Kyiv: UkrDGRI, P. 90—96 (in Russian).
- Litasov K. D., Shatskiy A. F., 2016. Composition and structure of the core of the Earth Novosibirsk: Publ. SB RAS, 304 p. (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., 2014. Ancient cratons — age, structure, composition, geodynamics. *Mineralogicheskiy zhurnal* 36(2), 61—70 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., Stepanyuk L. M., Ponomarenko A. N., Balaganskiy V. V., Sergeev S. A., Presnyakov S. L., 2011. Age of zircons from the enderbite-gneisses of the Middle Bug River (the Dniester-Bug megablock of the Ukrainian shield). *Mineralogicheskiy zhurnal* 33(1), 3—14 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balaganskiy V. V., Baltybaev Sh. K., Stepanyuk L. M., Ponomarenko A. N., Lokhov K. I., Koreshkova M. Yu., Yurchenko A. V., Yegorova Yu. S., Sukach V. V., Berezhnaya N. G., Bogomolov E. S., 2013. Stages of the Ust-Luga granulite complex formation from isotope-geochronological data (Middle Pobuzhye, Urkainskiy Shield). *Mineralogicheskiy zhurnal* 35(4), 86—98 (in Russian).
- Lobkovskiy L. I., Nikishin A. M., Khain V. E., 2004. Modern problems of geotectonics and geodynamics. Moscow: Nauchnyy Mir, 611 p. (in Russian).
- Metallic and nonmetallic minerals of Ukraine, 2005. Vol. 1. Metallic minerals. Ed. N. Shcherbak. Kiev-Lvov: Tsent Yevropy, 785 p. (in Russian).
- Orsa V. I., 1988. Granite formation in the Precambrian of the Middle Pridneprovsky granite-greenstone region. Kiev: Naukova Dumka, 202 p. (in Russian).
- Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I., 2016. Mafic dykes of Ingul megablock (Ukrainian Shield): relationship of surface and deep structures of the lithosphere, fault tectonics and geodynamics. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(5), 49—66 (in Russian).
- Petrology and Geochemistry charnockitoids Ukrainian Shield, 2011. Ed. O. M. Ponomarenko. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Ponomarenko A. N., Stepanyuk L. M., Shumlyanskiy L. V., 2014. Geochronology and Geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 36(2), 48—58 (in Russian).
- Ryabchikov I. D., Kogarko L. N., 2016. Physicochemical parameters of the material of deep mantle plumes. *Geologiya i geofizika* 57(5), 874—888 (in Russian). doi: 10.15372/GiG20160504.
- Semenenko N. P., 1990. Oxygen-hydrogen model

- of the Earth. Kiev: Naukova Dumka, 248 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Lukin A. E., Tsvetkova T. A., Shym-lanskaya L. A., 2014. Geofluids and up-to-date display of activation Ingul megablock Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 36(5), 2—25 (in Russian).
- Stratigraphic sections of the Precambrian Ukrainian Shield, 1985. Ed. K. E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Ultrabasic formations of the central part of the Ukrainian shield, 1979. Ed. N. P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 412 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2014. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2017. Evolution of melts and fluids in the process of crust and mantle formation in paleoproterozoic (2,2—1,75 billion years ago). *Stratigraphy and magmatism. Geofizicheskij zhurnal* 39(2), 56—95 (in Russian). doi: <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97383>.
- Usenko O. V., 2016a. Evolution of melts and fluids as a reflection of the crust and mantle formation by the example of the Middle Dnieper megablock of the Ukrainian Shield. *Archean. Geofizicheskij zhurnal* 38(2), 35—56 (in Russian). doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107764>.
- Usenko O. V., 2016b. Evolution of melts and fluids during the crust and mantle formation in Neo-Archean—Paleo-Proterozoic. Stratigraphic effects. *Geofizicheskij zhurnal* 38(6), 40—63 (in Russian). doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i6.2016.91961>.
- Shatskiy V. S., Buzlukova L. V., Yagutts E., Kozmenko O. A., Mityukhin S. I., 2005. The structure and evolution of the lower crust of the Daldyn-Alakit district of the Yakut diamondiferous province (according to xenolith study data). *Geologiya i geofizika* 46(12), 1273—1289 (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Yaroshchuk M. A., 1983. Iron-ore formations of the Belotserkov-Odessa metallogenic zone. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Arndt N., Lesher C. M., 2004. Komatiite. In: *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, P. 260—268.
- Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J., 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology* 105(3), 467—508. doi:10.2113/gsecongeo.105.3.467.
- Belousova E. A., Kostitsyn Y. A., Griffin W. L., Begg G. C., O'Reilly S. Y., Pearson N. J., 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119, 457—466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>.
- Boyd F. R., Pearson D. J., Hoal K. O., Hoal B. J., Nixon P. H., Kingston M. J., Mertzman S. A., 2004. Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations. *Lithos* 77, 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Campbell I. H., Griffiths R. W., 2014. Did the formation of D" cause the Archean—Proterozoic transition? *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 1—8. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.048>.
- Carlson R. W., Pearson D. G., James D. E., 2005. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Rev. Geophys.* 43, RG1001, 1—24. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Cavosie A. J., Valley J. W., Wilde S. A., 2007. The oldest terrestrial mineral record: A review of 4400 to 4000 Ma detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. In: *M. J. van Kranendonk, R. H. Smithies, V. C. Bennett (eds.) Earth's Oldest Rocks: Developments in Precambrian Geology*. Vol. 15. London: Elsevier, P. 91—111.
- Condie K. C., 2011. Earth and evolving planetary system. Elsevier, 574 p.
- Condie K. C., Davaille A., Aster R. C., Arndt N., 2015. Upstairs-downstairs: supercontinents and large igneous provinces, are they related? *Int. Geol. Rev.* 57, 1341—1348. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.963170>.
- Ernst R. E., Buchan K. L., 2003. Recognizing man-

- tle plumes in the geological record. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 469—523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.
- Ernst W. G., Sleep N. H., Tsujimori T., 2016. Plate-tectonic evolution of the Earth: bottom-up and top-down mantle circulation. *Can. J. Earth Sci.* 53, 1103—1120. [dx.doi.org/10.1139/cjes-2015-0126](https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0126).
- Glikson A. Y., 1993. Asteroids and early Precambrian crustal evolution. *Earth Sci. Rev.* 35, 285—319. doi: 10.1016/0012-8252(93)90041-5.
- Green D. H., Falloon T. J., Eggins S. M., Yaxley G. M., 2001. Primary magmas and mantle temperatures. *Eur. J. Mineral.* 13, 437—451. doi: 10.1127/0935-1221/2001/0013-0437.
- Green D. H., Hibberson W. O., Kovács I., Rosenthal A., 2010. Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature* 467, 448—452. doi:10.1038/nature09369.
- Griffin W., Belousova E., O'Neill C., O'Reilly S. Y., Malkovets V., Pearson N., Spetsius S., Wilde S., 2014. The world turns over: Hadean—Archean crust—mantle evolution. *Lithos* 189, 2—15. doi: 10.1016/j.lithos.2013.08.018.
- Harrison T. M., Schmitt A. K., McCulloch M. T., Lovera O. M., 2008. Early (>4,5 Ga) Formation of Terrestrial Crust: Lu-Hf, 18O/16O, and Ti Thermometry Results for Hadean Zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 268(3-4), 476—486. doi: 10.1016/j.epsl.2008.02.011.
- Herzberg C., Asimow P. D., Arndt N., Niu Y., Leshner C. M., Fitton J. G., Cheadle M. J., Saunders A. D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8(2), 1—34. doi:10.1029/2006GC001390.
- Herzberg C., Rudnick R., 2012. Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model. *Lithos* 149, 4—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.010>.
- Hiess J., Bennett V. C., Nutman A. P., Williams I. S., 2009. In situ U-Pb, O and Hf isotopic compositions of zircon and olivine from Eoarchaeon rocks, West Greenland: New insights to making old crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 4489—4516. doi:10.1016/j.gca.2009.04.019.
- Hinrichs K. U., 2002. Microbial fixation of methane carbon at 2.7 Ga: Was an anaerobic mechanism possible? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3(7), 1—10. doi: 10.1029/2001GC000286.
- Hofmann H. J., Grey K., Hickman A. H., Thorpe R. I., 1999. Origin of 3,45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 1256—1262. doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<1256:OOGCSI>2.3.CO;2.
- Holden P., Lank P., Ireland T. R., Harrison T. M., Foster J. J., Bruce Z., 2009. Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: The first 100,000 grains. *Int. J. Mass Spectrom.* 206, 53—63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijms.2009.06.007>.
- Holland H. D., 2002. Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3811—3826.
- Ionov D. A., Carlson R. W., Doucet L. S., Golovin A. V., Oleinikov O. B., 2015. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 428, 108—119. doi: 10.1016/j.epsl.2015.07.007.
- Isley A. E., Abbott D. H., 2002. Implication for the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *J. Geol.* 110, 141—158.
- Klein C., 2005. Some Precambrian banded iron formation (BIFs) from around the world: their age, geological setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry and origin. *American Mineralogist* 90, 1473—1499. doi: 10.2138/am.2005.1871.
- Koreshkova M. Yu., Downes H., Nikitina L. P., Vladynkin N. V., Larionov A. N., Sergeev S. A., 2009. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia. *Precambrian Res.* 168, 197—212. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.09.007>.
- Liu J., Riches A. J. V., Pearson G., Luo Y., Kienlen B., Kjarsgaard B. A., Stachel Th., Armstrong J. P., 2016. Age and evolution of the deep Continental root beneath the central Rae craton, northern Canada. *Precambrian Res.* 272, 168—184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.11.001>

- Liu D. Y., Nutman A. P., Compston W., Wu J. S., Shen Q. H., 1992. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese Part of the Sino-Korean craton. *Geology* 20, 339—342. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0339:ROMCIT>2.3.CO;2
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.027.
- Maas R., Kinny P. D., Williams I. S., Froude D. O., Compston W., 1992. The Earth's oldest known crust — a geochronological and geochemical study of 3900—4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1281—1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N).
- Nebel O., Rapp R. P., Yaxley G. M., 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos* 190-191, 313—327. doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.010.
- Nutman A. P., Friend C., Bennett V. C., 2001. Review of the oldest (4400—3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning. *Episodes* 24(2), 93—101.
- O'Neil J., Carlson R., Paquette J., Francis D., 2012. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. *Precambrian Res.* 220—221, 23—44. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.07.009>.
- O'Reilly S. Y., Griffin W. L., 2010. The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it? *Lithos* 120, 1—13. doi:10.1016/j.lithos.2010.03.016.
- Peterson T. D., Pehrsson S., Skulski T., Sandeman H., 2010. Compilation of Sm-Nd Isotope Analyses of Igneous Suites, Western Churchill Province. Geological Survey of Canada, Open File 6439. doi: 10.4095/285360.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W., 2005. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS. *Precambrian Res.* 136, 353—368. doi: 10.1016/j.precamres.2004.12.003.
- Presnal D. C., Gudfinnsson G. H., Walter M. G., 2002. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2073—2090. doi:10.1016/S0016-7037(02)00890-6.
- Song B., Nutman A. P., Liu D., Wu J., 1996. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China. *Precambrian Res.* 78, 79—94. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00070-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00070-4).
- Valley J. W., Peck W. H., King E. M., Wilde S. A., 2002. A cool early Earth. *Geology* 30, 351—354. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0351:ACEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0351:ACEE>2.0.CO;2).
- Walter M. J., 2005. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In: *The Mantle and Core*. Ed. R. W. Carlson. Oxford: Elsevier Ltd. P. 363—394.
- Wyllie P. J., 1977. Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc.* 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Wyllie P. J., Ryabchikov I. D., 2000. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *J. Petrol.* 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1195>.