

Библиографические ссылки

1. Геотектоника Вольно-Подольи. Отв. ред. И. И. Чебаненко. Киев: Наук. думка. 1990. 244 с.
2. Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи. 2013. 80 с.
3. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ. 2001. 144 с.
4. Кутас Р. И. Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона // Геофиз. журн. 2016. Т. 38, № 5. С. 75–107.
5. Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ. 2007.
6. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. N 381. P. 235–273.
7. Guterch A. M., Grad G. R., Keller K., Posgay J., Vozar A., Špičák E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group. Experiment Team // *Stud. Geophys. Geod.* 2003. N 47. P. 239–252.
8. Starostenko V. I., Janik T., Kolomiyets K. et al. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton // *Tectonophysics*. 2013. N 608. P. 1049–1072.

УДК 553.078.73(477+470)

НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В. А. Привалов, Е. А. Панова

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; vitaliy.privalov@gmail.com

Украинский щит (УЩ) является крупнейшей геоструктурой Украины в составе южного сегмента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – Сарматии. Именно здесь, в пределах УЩ, кристаллический фундамент ВЕК выходит на дневную поверхность выше современного базиса эрозии в виде многочисленных естественных обнажений или перекрыт маломощными осадочными породами. Значительная часть наших знаний о событиях, которые сформировали земную кору Сарматии, является итогом обобщения обширных массивов геологической информации и результатов горно-эксплуатационных работ на территории УЩ.

Современная гетерогенно-блочная структура УЩ сформировалась как результат цепочки геотектонических процессов, инициировавших накопление, метаморфизм, эксгумацию и денудацию основных структурно-вещественных комплексов, тектоно-термальные события, формирование флюидно-магматических и сопряженных с ними рудоносных систем. По современным представлениям, УЩ как самостоятельная морфоструктура возник в позднедевонское время, когда начал активно формироваться Припятско-Днепровско-Донецкий (ПДД) авлакоген, разделивший массивное сводчатое поднятие Сарматского протощита на два выступа кристаллического фундамента – Украинский и Воронежский.

Таким образом, главными тектоническими единицами Сарматии являются УЩ и Воронежский кристаллический массив (ВКМ), подвергшиеся в течение раннего

докембрия, практически одним и тем же последствиям перемещения блоков литосферы, реализованным в закономерном пространственном распределении структурных элементов и корелятивных им вещественных комплексов.

Основой для разработки предлагаемой новой геодинамической концепции развития УЩ и ВКМ в раннем докембрии явился пространственный анализ распределения тектонических структур и датированных радиологическими методами вещественных комплексов на территории Сарматского сегмента с использованием геолого-геофизических баз данных, материалов дешифрирования многозональных космических съёмок Landsat и цифровых моделей рельефа SRTM [1–5].

На рис. 1 приведено пространственное распределение структурно-вещественных комплексов (СВК) в зависимости от их возраста на территории современной Сарматии. На рис. 2 изображено геометрическое представление о рельефе поверхности Мохоровича, за основу модели которого принято фрагмент структурной схемы раздела Мохо в пределах Украины [6]. Сопоставление распределения изогипс поверхности Мохо (рис. 2) с пространственным положением разновозрастных СВК (рис. 1) позволяет определиться с общей тенденцией: наиболее древние образования УЩ, за некоторым исключением, пространственно тяготеют к относительно глубоким участкам этой поверхности. Логично предположить, что в районах аномально толстой земной коры в геологическом прошлом существовали положительные морфоструктуры, которые, по сути, «продавили» поверхность Мохо. Уровень современного эрозионного среза докембрия здесь намного выше, что хорошо коррелирует с тезисом о выходах на приповерхностные горизонты более древних образований (например, Среднее Побужье и Голованевская зона характеризуются наиболее погружёнными участками поверхности Мохо на глубины более –65 км). В некоторых случаях, даже подъём астеносферы в пределах рифтовых структур не приводит к существенной коррекции рельефа Мохо. Именно такую ситуацию мы наблюдаем на границе перехода Днепровско-Донецкой впадины в Донбасс с общим утолщением земной коры под Донбассом [5].

Тренд резкого увеличения мощности коры прослеживается также в сторону ВКМ между двумя сквозными долгоживущими трансрегиональными линеаментами.

Очень важная сквозная геоструктура – Криворожско-Кременчугская шовная зона (ККШЗ). Эта зона пересекает УЩ и трассируется за его контурами на территории Причерноморья и ВКМ. ККШЗ разграничивает Ингульский и Средне-Приднепровский блоки УЩ и характеризуется чётко выраженной глубинной структурой в виде пакета тектонических пластин – приближенных друг к другу асимметричных синклиналей и изоклиналей. В магнитном поле ККШЗ выражена цепочкой вытянутых в субмеридиональном направлении аномалий. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом, как восточная граница ККШЗ, трассируется мощной зоной протяжённых сейсмических площадок, которые падают в низах коры на восток под углами 45° , в гравитационном поле – отличается сегментированными гравитационными ступенями.

К востоку от Криворожско-Кременчугского разлома расположена Сумско-Приднепровская гранит-зеленокаменная область, состоящая из двух блоков на УЩ (Средне-Приднепровского и западной части Приазовского) и Сумского блока в пределах ВКМ (рис. 1). Структурный рисунок в этой области определяется зеленокаменными поясами (3,2–2,95 млрд лет), зажатыми между большими плагиогранито-гнейсовыми куполами.

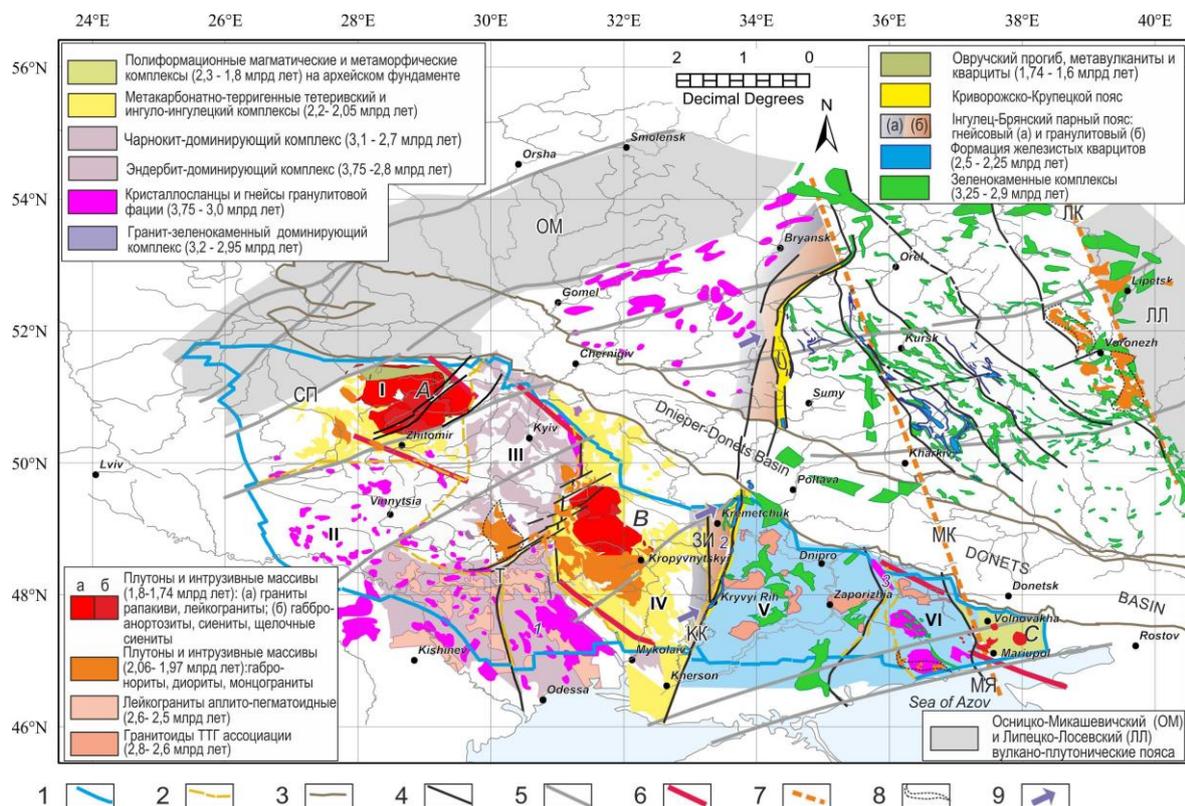


Рисунок 1 – Пространственное распределение структурно-вещественных комплексов в зависимости от их возраста на территории современной Сарматии

1 – контур Украинского щита, 2 – границы блоков и зон (римские цифры соответствуют блокам: I – Волынский, II – Днестровско-Бугский, III – Росинско-Тикичский, IV – Ингульский, V – Средне-Приднепровский, VI – Приазовский; арабские синие цифры соответствуют зонам: 1 – Голованевская, 2 – Криворожско-Кременчугская, 3 – Орехово-Павлоградская), 3 – контуры ПДД авлакогена, 4 – выходы принципиальных разломов на дневную поверхность (Т – Тальновский, КК – Криворожско-Кременчугский, ЗИ – Западно-Ингулецкий, МЯ – Малоянисольский), 5 – разломы, ограничивающие левосдвиговые зоны концентрированной деформации, 6 – разломы (правые сдвиги), ограничивающие пулл-апараты А, В и С, 7 – трансоровые линеаменты (МК – Мариупольско-Курский, ЛК – Липецко-Константиновский), 8 – области синкinemатичних интрузий S-подобной сигмоидальной морфологии, характерных для трещин отрыва в пределах левосдвиговых зон, 9 – направление конвергенции плит

Фактически ККШЗ разделяет территорию Сарматии на два больших мегаблока – Западный и Восточный. По данным М. В. Минца и др. [4] вдоль ККШЗ, в так называемом Криворожско-Брянском коллизионном орогене, по результатам детальных сейсмических исследований задокументированы встречные перемещения тектонических покровов. Вдоль западного ограничения Криворожско-Кременчугского разлома простирается асимметричный Криворожский синклинорий, входящий в состав узкого (шириной 3–15 км) и протяжённого Криворожско-Крупецкого пояса железисто-кремнистых формаций [4].

Авторы работы [7] придерживаются модели, что Ингулецко-Криворожская шовная зона является результатом субдукции гранитной коры Средне-Приднепровского блока под Ингульский. По нашему мнению, субдукция в этом регионе имела место, однако в противоположном направлении с погружением Ингульской океанической плиты под восточную континентальную плиту, которая включала современное Среднее Приднепровье, западную часть Приазовского блока, Сумской блок ВКМ. Важным аргументом в пользу этого положения является существование

вдоль контакта этих плит метаморфического Ингулец-Брянского пояса, он состоит из: 1) прилегающей к Криворожско-Крупецкому поясу гранулитовой полосы шириной 30–50 км с высокими значениями как плотности и намагниченности относительно круто залегающих высокожелезистых гранат-пироксеновых кварцитов – эвлизитов и гранат-гиперстеновых гнейсов, которые были подвергнуты пиковому метаморфизму на глубинах около 20–22 км, а затем были перемещены вверх до глубины ~10 км при сохранении высокого уровня нагрева; 2) западной менее метаморфизованной гнейсовой полосы шириной до 150–200 км, в строении которой преобладают глинозёмистые метаосадочные гнейсы, обогащенные тонкозернистым кварцем, что может указывать на пелагические или гемипелагические условия седиментации первичных отложений в водной среде.

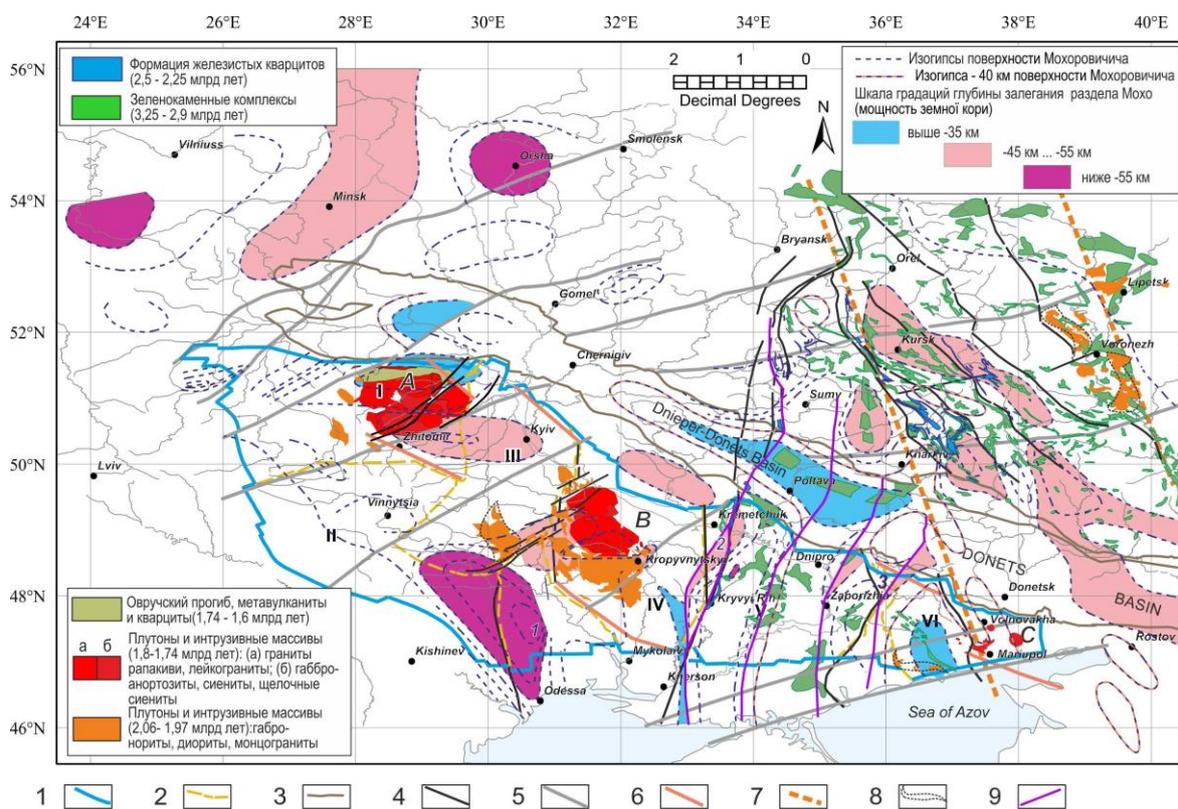


Рисунок 2 – Рельеф поверхности Мохоровича на территории современной Сарматии и сопредельных территорий 1–8 (см. условные обозначения к рис. 1), 9 – глубинные разломы, проникающие в тектоносферу.

В 1961 г. А. Мияширо отметил, что в зонах субдукции вдоль контакта плит возникают так называемые парные метаморфические пояса, т. е. субпараллельные полосы пород, демонстрирующие контрастные метаморфические минеральные фации. Их контраст связан с высокотемпературным метаморфизмом высоких давлений со стороны континентальной плиты и относительно низкотемпературной, но высокобарической метаморфической минеральной агрегацией на стороне океанической плиты [8]. Присутствие парного метаморфического пояса является надёжным маркером для определения типа взаимоотношений конвергирующих тектонических плит. Метаморфическая последовательность Ингулец-Брянского парного метаморфического пояса указывает на северо-восточный вектор субдукции.

В свете принятой модели поддвига холодной океанической коры восточной Сарматии под более лёгкую континентальную плиту западной Сарматии, вулканические и плутонические образования на территории Средне-Приднепровского и западной части Приазовского блока (2,8–2,6 млрд лет) являются типичными продуктами континентального арочного магматизма.

Именно латеральное сжатие, поглощение более тяжёлой океанической плиты с крутым погружением зоны Беньйофа способствовало появлению так называемого Днепровского плюма в виде ячеек плавления супракрустальных пород, укоренению сформировавшихся за счёт корового субстрата [9] интрузий *двухполевошпатовых* анатектических гранитов (Демуринский, Мокромосковский, Токовский, Щербаковский, Орельский массивы). По нашему мнению, существенное влияние на химический состав этих арочно-дуговых плутонических и вулканических образований тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации дало прохождение глубоко генерированных субдукционно-связанных магм через зеленокаменные структуры более высоких горизонтов. Адам и др. [10] сообщают об экспериментально полученных расплавах ($P = 1,5\text{--}3,0$ ГПа, $T = 950\text{--}1100$ °С) образцов одного из старейших зеленокаменных поясов в мире Нулувагиттук (Канада), которые оказались композиционно подобны гранитоидам ТТГ ассоциации. Именно такие породы образовывались на участках, где субдукции подвергалась океаническая кора.

Дополнительным аргументом в пользу существования зоны крутого поглощения океанической плиты западной Сарматии под континентальную плиту восточной Сарматии может служить наша интерпретация морфологии слоя Голицына-Гейко [11], подошва и кровля которого отражают два основных раздела в мантии на глубинах около –660 км и –410 км, соответственно [12].

Современные данные сейсмических исследований, подкрепленные результатами экспериментов с фазовыми преобразованиями минералов в условиях высоких температур с использованием рентгеновских камер чрезвычайно высокого сжатия, позволяют интерпретировать сейсмический раздел –660 км (так называемый постшпинельный переход), как границу, где происходит резкий рост скорости продольных и поперечных волн за счёт фазовых превращений в минеральной системе $(Mg,Fe)_2SiO_4$, когда γ -шпинель или рингвудит трансформируется в бриджманит в условиях давления ~23–24 ГПа и температуре ~1600 °С [12]. На глубинах –410 км происходит переход оливина в высокобарную полиморфную модификацию – вадслеит. Давление обоих преобразований термически контролируется, так как структурная перестройка оливина в вадслеит – это экзотермическая реакция с положительным наклоном $dP/dT > 0$ в уравнении Клапейрона, а постшпинельные фазовые трансформации – это эндотермические реакции с отрицательным наклоном $dP/dT < 0$ в уравнении Клапейрона.

В холодной среде, типичной для зон субдукции, где тяжёлые и холодные края литосферных плит (слябов) погружаются в мантию, поверхности разделов –410 км и –660 км на пересечении со слябами имеют температурно-связанную топографию. Здесь возникают локальный подъём раздела –410 км за счёт погружения плотной фазы и локальное опускание раздела –660 км за счёт подъёма легкой фазы. Именно такую картину с погружением на восток зоны Беньйофа (рис. 3) мы реконструировали на основании анализа морфологии слоя Голицына-Гейко. Событие поглощения океанической плиты Западной Сарматии привело к формированию контрастной магнитной аномалии и аномалии высокой электропроводности на границе конвергенции плит за счёт соскабливания с поддвинутой плиты эвлизитов.

При этом, собственно зона поглощения, вероятно, сформировалась несколько западнее нынешнего положения ККШЗ внутри собственно Ингульского блока. С этой точки зрения, Криворожско-Крупецкую зону и входящий в её состав асимметричный Криворожский синклиналий следует считать типичным преддуговым бассейном (forearc basin), возникшим на периферии континента западной Сарматии (2,6 млрд лет) за счёт тектонического наращивания морских осадков над зоной субдукции.

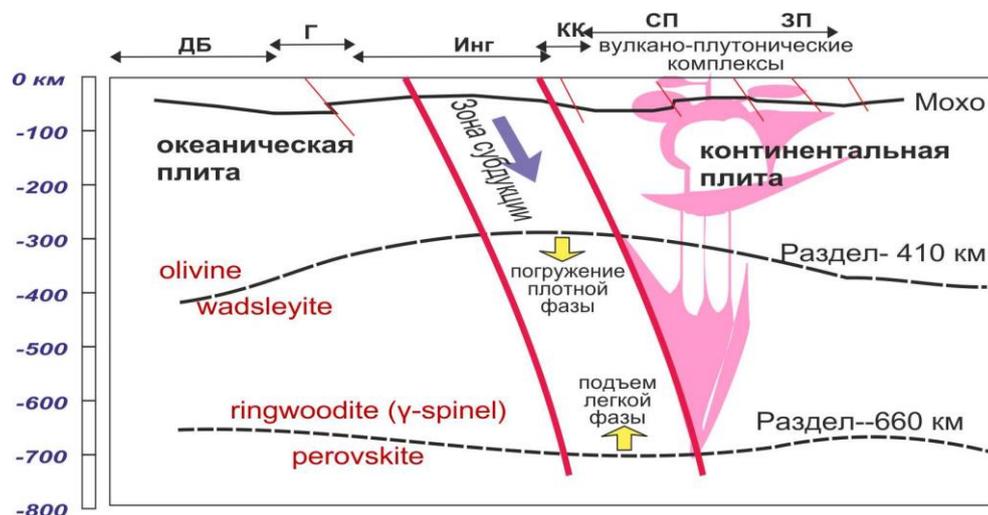


Рисунок 3 – Реконструкция погружения на восток зоны Беньйофа (в зоне субдукции океанической Западно-Сарматской плиты под Восточно-Сарматскую плиту) на основании анализа морфологии слоя Голицына-Гейко (разрез вдоль 48° широты)

ДБ – Днестровско-Бугский блок, Г – Голованевская зона, Инг – Ингульский блок, КК – Криворожско-Кременчугская зона, СП – Средне-Приднепровский блок, ЗП – западная часть Приазовского блока

Библиографические ссылки

1. Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы». 1 : 1 000 000 / гл. ред. А. И. Зарицкий. К.: Госкомгеология, Геопрогноз, Центр геология, ПО «Беларусь», Всеросс. геол. ин-т, 1992. 6 л.
2. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (Архей) / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная, А. Н. Пономаренко. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с.
3. de Boorder H., Zeylman van Emmichoven M. J., Privalov V. A. Distribution of Precambrian iron and gold deposits on the southwestern East European Platform reflected in underlying transcrustal structure and current river systems // *Ore Geol. Rev.* 2006. N 29. P. 242–259.
4. Минц М. В., Буш В. А., Агеев С. Н. Структура и эволюция средне-палеопротерозойского Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (Восточно-Европейский кратон) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5, issue 3. P. 717–742.
5. Privalov V. A., Panova O. A., Sachsenhofer R. F., Izart A. Potential for unconventional deep gas accumulation in the Donets Basin, Ukraine // 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011; Vienna, Austria, 23–26 May 2011. 2011.
6. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части ВЕП. 1 : 1 000 000 / Под ред. А. В. Чекунова. К.: Госкомгеологии Украины, 1992. 6 л.
7. Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита / Н. Я. Азаров, А. В. Анциферов, Е. М. Шеремет и др. Киев: Наук. думка, 2006. 195 с.
8. Brown M. Paired Metamorphic Belts Revisited // *Gondwana Res.* 2009. N 18. P. 46–59.

9. Сукач В., Курило С., Грінченко О. Тоналіт-тронд'єміт-гранодіоритові асоціації Середньопридніпровського архейського кратону // Вісн. КНУ. Геологія. 2016. № 1(72). С. 20–26.

10. Adam J., Rushmer T., O'Neil J., Francis D. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust // *Geology*. 2012. Vol. 40(4). P. 363–366.

11. Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трёхмерной геофизической модели Украинского щита // *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32, № 2. С. 3–27.

12. Ishii T., Kojitani H., Akaogi M. Post-spinel transitions in pyrolite and Mg_2SiO_4 and akimotoite–perovskite transition in $MgSiO_3$: Precise comparison by high-pressure high-temperature experiments with multi-sample cell technique *Earth Planet // Sci. Lett.* 2011. N 309(3–4). P. 185–197.

УДК 550.8.052(477)

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ ДИСЛОКАЦИОННАЯ ЗОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В. А. Привалов, Е. А. Панова

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; vitaliy.privalov@gmail.com

Среди исследователей Украинского щита (УЩ) традиционно преобладает мнение, что его полициклическое развитие в докембрийском эоне контролировалось блочным строением, оказавшим существенное влияние на развитие геодинамических процессов становления и эволюции континентальной литосферы.

Кора Сарматии состоит из нескольких архейских провинций возрастом от 3,75 до 2,8 млрд лет и раннепротерозойских Осницко-Микашевичского и Липецко-Лосевского подвижных поясов, которые были образованы по её периферии в возрастном интервале между 2,06 и 1,95 млрд лет. Древние архейские блоки подверглись аккреции на уровне протоконтинентов, с последующим объединением в единый континент в конце архея. Интенсивные деформации и наложенные тектоно-термальные процессы в палеопротерозое привели к значительным метаморфическим и анатексическим преобразованиям исходных ПК, формированию протерозойских образований – супракрустальных пород, гранитоидов и интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Инициальные магматические, метаморфические и тектонические процессы в разных частях Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии) начались примерно в одно и то же время – около 2,8 млрд лет назад. Наиболее важными событиями в протерозойских время были два импульса тектоно-магматической активизации, связанные с коллизионными событиями взаимодействия принципиальных сегментов, составляющих ВЕК.

Сначала в интервале 2,1–2,0 млрд лет столкнулись Волго-Уралия и Сарматия, создавая мегаконтинент Волго-Сарматия [1]. После этого столкновения прошло несколько сотен миллионов лет, прежде чем Волго-Сарматия и Фенноскандия приблизились друг к другу. Начиная с рубежа 1,8–1,7 млрд лет ВЕК рассматривается как единый континентальный массив, на западе которого до 950 млн лет происходили аккреционные и коллизионные процессы [2]. Среди актуальных вопросов, требующих неотложного решения на территории современной Сарматии, – геодинамические