

---

**Л.С. Осьмачко, Е.В. Петриченко, И.М. Лесная, И.Н. Котвицкая**

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины. Киев

## **О МНОГООАКТНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ БЕРЕЗНИНСКОЙ ТОЛЩИ ДНЕСТРОВСКО-БУГСКОГО МЕГАБЛОКА УЩ**

---

*Метаморфические породы березнинской толщи в пределах Бердичевского массива в стратиграфической схеме УЩ (2003 г.) относятся к палеоархею. Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb изотопными методами не подтвержден палеоархейский возраст пород березнинской толщи. Для объяснения ее протерозойского возраста возможны такие варианты: а) осадочно-вулканогенные образования березнинской толщи действительно отложились в раннем протерозое на более древнем гранулитовом фундаменте, источником сноса были осадки повышенной глиноземистости протерозойского океана; б) породы березнинской толщи — результат нескольких тектоно-магматических активизаций и преобразования пород, о чем свидетельствует наличие во всех разновидностях пород массива дислокационно-метаморфогенных структур нескольких генераций (до 4-х).*

**Ключевые слова:** цирконы, возраст, структуры, генерации.

### **Введение**

В хроностратиграфической схеме Украинского щита (2003 г.) нижний палеоархейский структурный этаж Днестровско-Бугского мегаблока УЩ представлен преимущественно двупироксен-роговообманковыми и гиперстеновыми гнейсами тывровской толщи внизу разреза и высокоглиноземистыми гнейсами, преимущественно гранат-биотитового состава, березнинской толщи в верхней части. Относительно их возрастных взаимоотношений до сих пор нет единого мнения. Ю.Ир. Половинкина, А.Н. Козловская, Н.П. Семеновко считали наиболее древними образованиями пироксен-плаггиоклазовые гнейсы, на которых залегают силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы. Такой же точки зрения о более низком положении пород тывровской толщи в стратиграфической схеме придерживаются И.С. Усенко, Н.П. Щербак, И.Б. Щербаков и другие. Противоположная точка зрения — у Е.М. Лазько, В.П. Кирилюка и др [3]. И каждый из исследователей

© Л.С. ОСЬМАЧКО, Е.В. ПЕТРИЧЕНКО, И.М. ЛЕСНАЯ, И.Н. КОТВИЦКАЯ, 2014

приводит геологические доказательства в пользу своих представлений. Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк и др. по геологическим наблюдениям на обнажениях в районе с. Сутиски, в долине р. Згар южнее с. Новоселица и других местах показали, что породы березнинской тощи залегают ниже тывровской. То есть, гранат-биотитовые и другие гнейсы березнинской толщи древнее двупироксеновых кристаллосланцев и гиперстеновых гнейсов тывровской толщи и являются самыми древними палеоархейскими образованиями Днестровско-Бугского мегаблока. Такую точку зрения львовские исследователи не меняют и по сей день [13].

**Постановка проблемы.** Несмотря на глубокую и разностороннюю изученность осадочно-вулканогенных образований Днестровско-Бугского мегаблока и содержащих их гранитоидов, вопрос о пространственно-временном положении березнинской толщи остается открытым [3, 5, 11, 13, 14 и др.]. Также не раскрыты полностью закономерности петро-структурной организации как породных ассоциаций толщи, так и упомянутых гранитоидов.

**Цель работы.** Уточнение возраста пород березнинской толщи и ассоциирующихся с ней гранитоидов, также особенностей их строения, проливающих свет на условия становления этих пород (на примере изучаемого фрагмента УЩ).

Проведены детальные геолого-структурные исследования для фрагмента Бердичевского массива (с. Стрижавка); также изучены предположительно «кластогенные» ядра сложных цирконов из разных типов гранитоидов бердичевского комплекса методом SHRIMP, предполагая, что они должны в случае палеоархейского возраста субстрата хотя бы частично сохранить древний возраст.

## Материал исследований

**Геологическое строение и минералого-петрографические особенности пород березнинской толщи.** Березнинская толща представлена гранат-биотитовыми гнейсами и гиперстеновыми кристаллосланцами, реже встречаются кальцифиры, диопсидовые гнейсы, приуроченные к кальцифирам.

**Гранат-биотитовые гнейсы** — мелко- и среднезернистые, макроскопически массивные, реже сланцеватые породы, темно-серые с гетеробластовой структурой. В минеральном составе преобладает плагиоклаз, кварц, гранат, биотит, часто силлиманит, иногда графит. Из аксессуарных — апатит, циркон, монацит. Может присутствовать и кордиерит, но он более характерен для гранитоидов бердичевского комплекса.

Встречаются гранат-биотитовые гнейсы в виде ксенолитов среди гранитоидов бердичевского комплекса. Размеры ксенолитов, как правило, небольшие. Более крупные ксенолиты (до 1—1,5 м в диаметре) — чаще всего зональные. Во внутренних частях таких ксенолитов нет или очень мало граната, но зато присутствует гиперстен. Причем, гиперстен из внутренних зон зональных ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов отличается по химическому составу от гиперстена из гиперстеновых кристаллосланцев, также обязательной составляющей березнинской тощи. Он более железистый ( $f=50-60\%$ ) по сравнению с гиперстенами гиперстеновых кристаллосланцев ( $f=38-40\%$ ). Вероятно, Ю.Ир. Половинкина как раз это и имела в виду, когда говорила, что исходной породой для бердичевских гранитов были пироксен-плагиоклазовые гнейсы.

В результате пересчетов химических анализов на петрохимических диаграммах гранат-биотитовые гнейсы всегда попадают в поля терригенно-осадочных пород алевро-псаммитового состава.

*Гиперстеновые кристаллосланцы* — постоянный член березнинской толщи, с минеральным составом: гиперстен (магнезиальный), плагиоклаз (лабрадор, битовнит),  $\pm$ биотит,  $\pm$ амфибол, представленный антофиллитом или куммингтонитом, апатит, циркон. И в виде ксенолитов они встречаются гораздо чаще гранат-биотитовых гнейсов, так как более устойчивы к гранитизации. Тем не менее, он вносит свой вклад в состав бердичевских гранитов, что хорошо можно наблюдать на контакте с указанными гранитами: в бердичевских гранитах на контакте повышается содержание редких элементов (в г/т): Cr — 200, Ni — 200, Co — 20, V — 200, Ti — 500. Во внешних зонах ксенолитов гиперстеновых кристаллосланцев на контакте с бердичевскими гранитами гиперстен амфиболизируется, понижается основность плагиоклаза, появляется гранат, и порода приобретает состав биотит-амфибол-плагиоклазового гнейса с гранатом. Все минералы низкожелезистые. И даже гранат, образующийся на контакте с бердичевскими гранитами, менее железистый (70,9 %) по сравнению с гранатами контактирующих с ними бердичевских гранитов.

На петрохимической диаграмме А.А. Прековского фигуративные точки гиперстеновых кристаллосланцев попадают в поля базитов, а на геохимических диаграммах Ti-Cr, Ni-Cr они попадают в поле коматиитов и пикробазальтов [5].

Породы березнинской толщи, таким образом, подверглись гранитизации и сохранились преимущественно в виде ксенолитов, останцов среди гранитоидов бердичевского комплекса, которые занимают до 70 % территории Подольского блока.

*Гранитоиды бердичевского комплекса* характеризуются разнообразием пород. Это автохтонные бердичевские граниты, мигматиты, виннициты и аллохтонные лейкократовые аплит-пегматоидные граниты. Нами рассмотрены гранитоиды Бердичевского блока, которые, по мнению [12], образуют крупную брахиструктуру, в ядре которой преобладают бердичевские граниты, постепенно к краям переходящие в гранат-биотитовые мигматиты. Хотя количественно-минеральный состав гранитоидов более северной (карьер с. Жежелев) и южной (карьеры с.с. Иванов, Стрижавка) частей Бердичевской брахиструктуры практически аналогичен, однако термодинамические условия образования гранитоидов в северной части брахиструктуры ниже (в карьере с. Жежелев  $T = 580\text{--}600$  °C,  $P = 7\text{--}9$  кбар), чем в южной (в карьере с. Иванов  $T = 600\text{--}620$  °C,  $P = 8\text{--}10$  кбар), в результате чего свойства аналогичных минералов различны [10].

*Бердичевские граниты* — ведущий петротип комплекса. Это своеобразные граниты с гранатом и кордиеритом. Серые, зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые породы преимущественно плагиоклазового состава. Структура гранитовая, бластогранитовая. По химическому составу бердичевские граниты относятся к породам, пересыщенным глиноземом и умеренно богатым щелочами. От типичных гранитов их отличает низкое содержание кремнекислоты (61—68 %), что позволило Ю.И. Половинкиной заметить, что «состав бердичевской породы не соответствует обычному составу гранитов и называть ее гранитом можно лишь условно» [11]. Средний минеральный состав бердичевских гранитов (%): плагиоклаз — 38, КПШ — 13, кварц — 28, биотит — 11, гранат — 9, кордиерит — 1; из

акцессорных минералов наиболее характерны монацит, циркон, апатит. Встречаются также анатаз, графит, силлиманит, андалузит. Гранат и кордиерит — наиболее характерные минералы бердичевских гранитов. Гранат представлен преимущественно альмандином с повышенным содержанием пироба и низкими содержаниями спессартина, гроссуляра и андрадита. В гранатах из гранитов северной части Бердичевского блока (карьер в с. Жежелев) содержание пиропового минала составляет ~20 %, в образцах из более южных районов содержание пироба повышается до ~36 %, что указывает на более низкие РТ условия образования бердичевских гранитов в северной части блока, по сравнению с южной.

*Мигматиты* — породы, состоящие из меланосомы и лейкосомы. Согласно Д.С. Коржинскому [2] в глубинных зонах повышенного флюидного давления создаются условия для образования гранитных расплавов, которые могут инъецировать вмещающие метаморфические породы, образуя мигматиты.

Меланосомой, как правило, являются гранат-биотитовые гнейсы, а лейкосомой могут быть как бердичевские, так и аплит-пегматоидные граниты. В первом случае бердичевские граниты и мигматиты, часто чередуясь между собой, как правило, не имеют резких контактов. Минеральный состав мигматитов и бердичевских гранитов подобен. Различия заключаются в количественном соотношении породообразующих минералов. В меланосоме мигматитов темноцветные биотит и гранат по свойствам подобны этим минералам в бердичевском граните.

Лейкосомы, представленная кварц-полевошпатовым материалом, пропитывает гнейсы в виде тонкополосчатых или грубополосчатых жил разной мощности, согласных или секущих относительно полосчатости вмещающих гнейсов. В тех случаях, когда мощность лейкосомы значительная, они рассматриваются как один из петротипов гранитоидов бердичевского комплекса — лейкократовые граниты — граниты аплит-пегматоидные и пегматоидные (аллохтонные). Это светло-серые разномасштабные, чаще крупномасштабные породы с преобладанием КПШ над плагиоклазом, как правило, с высоким содержанием граната и кордиерита. Минеральный состав, %: КПШ — 40—50, кварц — 40, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) — 10—30, гранат, кордиерит, ±биотит. Содержание  $\text{SiO}_2 = 76 \%$ .

## **Методы и результаты исследований**

### ***Датирование пород березнинской толщи и гранитоидов бердичевского комплекса***

В связи с разными представлениями о возрасте и положении березнинской толщи в разрезе днестровско-бугской серии и уверенности каждого из исследователей в своей правоте, нами были проведены геохронологические исследования Sm-Nd и U-Pb-изотопными методами пород березнинской толщи и гранитоидов, образованных по породам этой толщи.

Результаты самарий-неодимового модельного датирования отражают возраст выделения первичной субстанции, за счет которой сформировалась исследуемая порода, а U-Pb изотопный возраст циркона дает его возраст, и в случае его сингенетичности породе — время формирования этой породы.

*Самарий-неодимовые исследования* проведены в лаборатории ИГМР НАН Украины по стандартной методике [7]. Пробы были разложены в HF и HNO<sub>3</sub> с добавлением смешанного трассера <sup>150</sup>Nd + <sup>149</sup>Sm. На ионообменных колонках

выделялись РЗЭ, которые затем были разделены, отдельно Sm и Nd. Изотопный состав самария и неодима измерялся на масс-спектрометре MI-1201 AT в ИГМР НАН Украины в статическом режиме. Изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализовано по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ . Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0,5 % ( $2\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0,5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0,005\%$  ( $2\sigma$ ). Уровень холостого опыта за время исследования составил 0,05 нг для Sm и 0,1 нг для Nd.

При расчете  $\epsilon\text{Nd}(T)$  использованы современные значения отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$  для однородного хондритового резервуара (CHUR). Для расчета модельного возраста для деплетированной мантии  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  было сделано допущение, что деплетированная мантия имеет современные значения отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512938$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2063$ , изотопный состав Nd деплетированной мантии эволюционировал соответственно формуле  $\epsilon\text{Nd}(T) = 0,25 T^2 - 3T + 8,5$  (где T — возраст в млрд лет до настоящего времени и имеет  $\epsilon\text{Nd}(0) = +8,5$ ).

Самарий-неодимовые исследования выполнены для бердичевских гранитов, гиперстеновых кристаллосланцев, аплито-пегматоидных лейкосом северной части Бердичевского блока (карьер с. Жежелев, пробы Ж-3, Ж-4, Ж-7) и южной (карьер с. Иванов, I-3, I-4, I-6, I-7, с. Стрижавка, проба Ст-1) (табл.).

Модельный самарий-неодимовый возраст по (DM) колеблется для всех типов пород в пределах 2252—2456 млн лет с почти нулевым или незначительным отрицательным значением  $\epsilon\text{Nd}$ , указывающим на примесь вулканогенных пород при образовании березнинской толщи. Таким образом, Sm-Nd метод указывает на протерозойский возраст субстрата для гнейсов и кристаллосланцев березнинской толщи, совпадая с Rb-Sr методом для этих пород, равным 2300 млн лет.

*Минералогия акцессорного циркона из гранитоидов бердичевского комплекса.* Циркон — один из наиболее распространенных акцессорных минералов, встреча-

**Результаты Sm-Nd исследований валовых проб кристаллических пород Бердичевского блока**

Проба	Порода	Содержание, ppm		Изотопные соотношения		$\pm\sigma$	Модельный возраст		Возраст для $\epsilon\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}$
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		CHUR	DM		
Ж-3	Лейкосома	7,718	63,30	0,11000	0,511509	6	1978	2252	2040	0,7
Ж-4	Гиперстеновый кристаллосланец	3,292	16,50	0,12130	0,511570	10	2151	2441	2040	-1,1
Ж-7	Бердичевский гранит	2,897	17,31	0,10172	0,511350	6	2060	2304	2040	-0,2
I-3	Бердичевский гранит	3,757	22,53	0,10136	0,511366	12	2027	2274	2040	0,2
I-4	Гиперстеновый кристаллосланец	3,147	18,25	0,10483	0,511397	7	2052	2305	2040	-0,1
I-6	Гиперстеновый кристаллосланец	3,863	24,99	0,93960	0,511130	7	2228	2441	2040	-2,5
I-7	Бердичевский гранит	7,751	52,14	0,09034	0,511172	7	2093	2311	2040	-0,7
П-1	Бердичевский гранит	4,131	24,51	0,10244	0,511256	6	2226	2456	2040	-2,3

ющийся как в метаморфических породах березнинской толщи, так и в гранитоидах бердичевского комплекса. Он наиболее надежный геохронометр при определении изотопного возраста пород. Датирование циркона уран-свинцовым методом позволяет в некоторых случаях проникнуть за полиметаморфические преобразования. Так, например, в цирконах из эндербитов гайворонского комплекса сохранились ядра древних цирконов с возрастом 3,8 млрд лет, несмотря на последующие тектоно-магматические события, в частности имевшие место 2,8 млрд лет и 2,0 млрд лет назад [14].

Для датирования исследуемых пород были отобраны бердичевские граниты и аплито-пегматоидные граниты (лейкосомы) из карьеров сел Жежелев и Иванов.

Относительно происхождения бердичевских гранитов существуют часто противоположные точки зрения: от интрузивного генезиса до метасоматической гранитизации и изохимической перекристаллизации пород субстрата. Субстратом для них являются гранат-биотитовые гнейсы (терригенно-осадочные породы алевро-псаммитового состава) и гиперстеновые кристаллосланцы (базиты). Изотопный уран-свинцовый возраст цирконов из гранат-биотитовых гнейсов, определенный классическим уран-свинцовым методом, равен ~2,08 млрд лет. Учитывая тот факт, что для цирконов из кристаллосланцев тывровской толщи, которые предполагаются субстратом для эндербитов гайворонского комплекса, также не были получены древние цифры возраста, мы попытались исследовать внутренние ядра цирконов из гранитоидов бердичевского комплекса — бердичевских гранитов и аплито-пегматоидных гранитов, поскольку в них часто приутовствуют ядра.

При минералогическом изучении под бинокляром в бердичевском граните четко различаются два морфологических типа цирконов: 1) округленный от совершенно круглого до короткопризматического с  $Ky = 1,0-2,0$  и 2) удлиненопризматический с  $Ky = 2,5-3,0$  с ровной гладкой поверхностью. Цирконы серовато-коричневые, в мелких зернах прозрачные, в крупных — полупрозрачные.

Для цирконов первого морфологического типа характерно наличие реликтового ядра округлой, изредка обломочной формы и оболочки, отделенной от ядра присыпкой минералов, что предполагает кластогенный характер ядер.

Исследование цирконов с помощью электронно-зондового анализа [4] показало, что ядра характеризуются практически отсутствием примесей, что также характерно для кластогенных цирконов. Низкое же содержание гафния ( $Zr/Hf = 41,0$ ), урана и свинца в реликтовом ядре свидетельствует, что источником сноса были породы среднего состава. В процессе гранитообразования ядра обрастали оболочками, химический состав которых соответствовал гранитному циркону — с повышенным содержанием гафния ( $Zr/Hf = 33,0$ ), урана (0,07 %), свинца (0,11 %). Оболочки содержат примеси тория, урана, свинца, титана, скандия.

В длиннопризматических кристаллах второго морфологического типа также можно выделить внутреннюю часть, имеющую удлиненную форму, и узкую, более однородную оболочку. Внутренняя часть неоднородна по составу, имеет многочисленные твердые включения кварца, слюды. Во внутренних частях цирконов встречаются светлые участки с низким содержанием гафния ( $Zr/Hf = 51,2$ ), высоким — тория (0,08 %) и средним — урана (до 0,24 %) и темные участки с высоким содержанием гафния ( $Zr/Hf = 32,8$ ), урана (0,48 %), свинца (0,21 %). Такая неоднородность состава ядер удлиненопризматического циркона, вероятно, свидетельствует об их метасоматическом генезисе. Оболочки удлиненопризма-

тических цирконов по химическому составу аналогичны оболочкам на округленных цирконах первого морфологического типа.

Были также изучены цирконы из лейкократовых аплит-пегматоидных гранитов, представляющих разные типы лейкосом, условно названные лейкосома I в тонкополосчатых мигматитах, лейкосома II в грубополосчатых мигматитах и лейкосома III, секущая по отношению к полосчатости вмещающей породы. Все лейкократовые граниты обогащены кордиеритом и гранатом. В лейкосоме I преобладают удлиненные дитетрагонально-призматические кристаллы с низкими пирамидками, сглаженными гранями, коричневого цвета, прозрачные и полупрозрачные, в которых иногда просматриваются ядра более светлого цвета.  $K_u = 2,5-3,0$ ,  $L_4 = 0,15-0,40$  мм. Встречаются единичные зерна округлых цирконов.

В лейкосоме II присутствуют два типа цирконов: преобладают серовато-коричневые полупрозрачные с матовым блеском как округлые, так и удлиненно-призматические с  $K_u = 1,0-2,0$ ;  $L_4 = 0,15-0,25$  мм; в меньшем количестве присутствуют темно-коричневые округленные прозрачные цирконы со стеклянным блеском.

В лейкосоме III преобладают округленные цирконы в виде шариков серовато-коричневого цвета, полупрозрачные и прозрачные, с матовым блеском, в значительно меньшем количестве присутствует удлиненнопризматический, такой же серовато-коричневый циркон. И в виде единичных зерен встречаются прозрачные коричневые шарики с сильным стеклянным блеском.

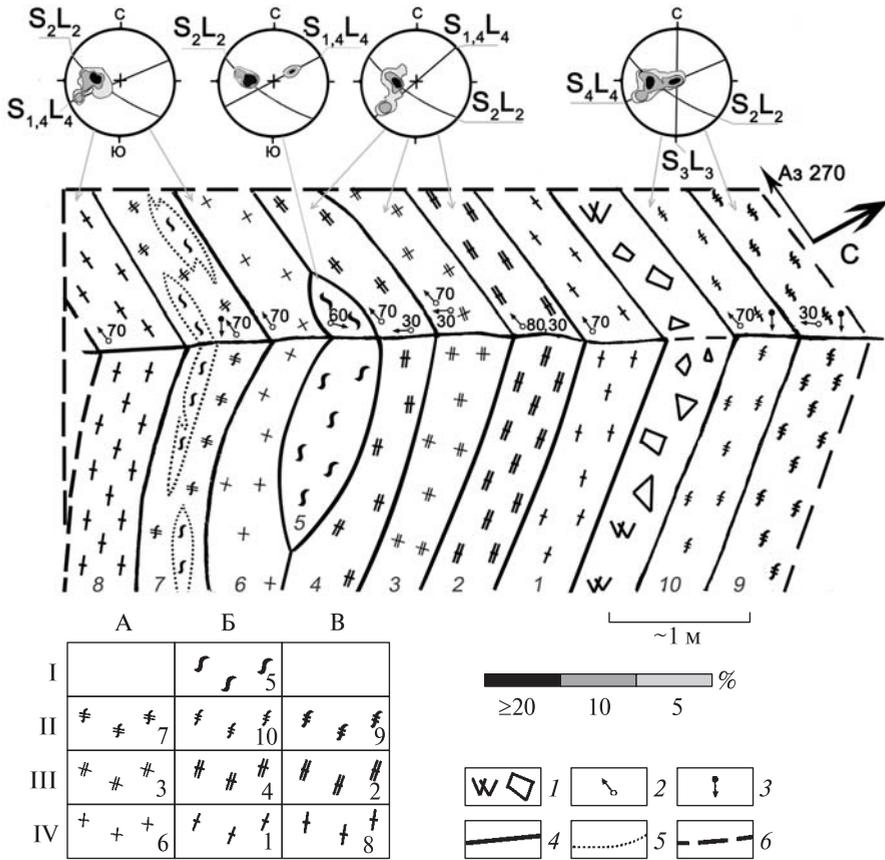
В результате исследования ядер цирконов из бердичевских и аплит-пегматоидных гранитов методом SHRIMP были получены цифры 2,0—2,3 млрд лет, сопоставимые с данными, полученными по породе Rb-Sr и Sm-Nd методами. Таким образом, данные геохронологии, полученные разными изотопными методами, указывают на протерозойский возраст березнинской толщи.

Для объяснения протерозойского возраста березнинской толщи возможны следующие варианты: а) осадочно-вулканогенные образования березнинской толщи действительно отложились в раннем протерозое на более древнем гранулитовом фундаменте; б) породы березнинской толщи — результат нескольких тектоно-магматических активизаций и преобразований архейских пород, так как имеют структурно-текстурную анизотропию, которая в стабильных условиях не формируется [6 и др.].

На примере структурно-тектонического анализа, проведенного в карьере с. Стрижавка в южной части Бердичевского блока, показана и такая возможность.

### **Геолого-структурные исследования**

Основой геолого-структурных исследований являются методы и методология структурно-парагенетического анализа, разработанные Паталахой Е.И., Лукиенко А.И. и др. [6, 9]. Данные исследования фрагмента Бердичевского массива (карьер у с. Стрижавка) показали следующее. Фрагмент сформирован разнородными, как вещественно так и структурно, линзо-пластиноподобными телами мощностью от сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Они имеют субвертикальные падения и субширотные до северо-западного простирания (рисунок). Вещественно это кристаллосланцы амфибол-биотитовые с гиперстеном, гнейсы гранитизированные, меланократовые и лейкократовые гранитоиды, которые незакономерно прослеживаются в пределах исследуемого фрагмента



Строение фрагмента Бердичевского массива в районе с. Стрижавка. Вверху ориентировка плоскостных (S, полуокруги) и линейных (L, в изолиниях плотности) структурных элементов в проекции на нижнюю полусферу. Индексы <sub>1-4</sub> — генерации структур. Справа под зарисовкой — шкала плотности распределения линейных элементов. Слева — шкала относительного возраста (I—IV) и степени структурно-вещественных преобразований (А—В) наблюдаемых породных разновидностей Бердичевского массива. А — наименьшая степень преобразований, Б — средняя, В — наибольшая. I — кристаллосланец амфибол-биотитовый с гиперстеном; II — гнейсы гранитизированные; III — гранитоиды меланократовые; IV — гранитоиды лейкократовые. Цифры прямо — номера выделенных пластин в составе массива и проб, с них отобранных; 1 — задерновка. 2 — направление и угол погружения минеральной линейности; 3 — вертикальная линейность; 4 — границы между пластинами-составляющими; 5 — границы между породными разновидностями в пределах одной пластины; 6 — условные ограничения исследуемого фрагмента Бердичевского массива

массива. Средний состав гранитоидов, %: меланократовых — плагиоклаз ~27, КПШ — до 15, кварц ~25—30, биотит ~17—22, гранат от единичных зерен до ~20 %, хлорит до 5, апатит, монацит, циркон; лейкократовых — плагиоклаз ~20, КПШ — 20—25, кварц ~30, биотит ~10, гранат от единичных зерен до ~10 %, хлорит — 1—2, апатит, монацит, циркон. Границы между выделенными телами-пластинами четкие, но довольно постепенные. Внутреннее строение тел неоднородно и выражено как полосчатость и сланцеватость/гнейсоватость нескольких генераций. Наблюдённые текстуры (дислокационные структуры) для разных разновид-

ностей пород сохранены и выражены в разной мере, и даже в пределах одной из разновидностей степень их проявления неодинаковая. Последнее отражено в виде шкалы слева под зарисовкой на рисунке.

Структуры генерации-1 — полосчатость северо-восточного простирания и субвертикального падения ( $S_1$  на рисунке). Размещение минеральной линейности ( $L_1$ ) в этих плоскостях трудно поддается реставрации, так как заретушировано более поздними дислокационными образованиями. Полосчатость обусловлена вариациями размерности минеральных зерен, состава и степенью их удлинения. Мощности таких полос — первые сантиметры. Структуры этой генерации лучше всего сохранены для пластин, сформированных кристаллосланцами (№ 5 на рисунке) и меланократовыми гранитоидами (№№ 2—4 на рис.). При этом, для последних разновидностей, в гранитоиде с № 3 они имеют наилучшую сохранность, в гранитоиде под № 2 — наихудшую, так как задействованы наложенной сланцеватостью (см. шкалу слева под зарисовкой на рис.). Для лейкократовых гранитоидов такая полосчатость наблюдалась в виде теневых структур в пределах пластины № 6.

Структуры генерации-2 — тонкая полосчатость (от нескольких мм до 1 см) и сланцеватость субширотного до северо-западного простирания ( $S_2$  на рис.) с минеральной линейностью ( $L_2$ ), погружающейся на запад — северо-запад под  $\angle 70^\circ$ . Полосчатость обусловлена вариациями минерального состава и строения (размеры минеральных зерен и степень их удлинения); сланцеватость — односистемным размещением минералов и их агрегатов и их удлиненностью. Структуры этой генерации в разной мере проявлены во всех наблюдаемых породных разновидностях. Хуже всего они выражены в пластинах, сформированных кристаллосланцами (№ 5 на рис.), немного лучше в пластинах, представленных меланократовыми гранитоидами (№№ 2—4 на рис.), лучше всего — в гранитизированных гнейсах (№№ 7, 9, 10 на рис.) и лейкократовых гранитоидах (№№ 1, 6, 8 на рисунке). Для последних слабее всего сланцеватость проявлена в пластине № 6, лучше — в пластине № 8 (см. шкалу слева под зарисовкой на рисунке). В плоскостях сланцеватости генерации-2 имеет место переориентация и смещение минералов, формирующих полосчатость генерации-1, с формированием новообразованных шлиров сдвига и прокручивания. В работе [1] подобные образования относятся к верхнеархейским.

Структуры генерации-3 — сланцеватость, главным образом, меридионального простирания, субвертикального падения с субвертикальной минеральной линейностью ( $S_3$ ,  $L_3$  на рис.). Сланцеватость данной генерации обусловлена шлировидным и однонаправленным размещением удлиненных зерен красного полевого шпата (ПШ), достигающих размера 2 см. Такие шлиры разобщены по породе и находятся на расстояниях см — десятки см один от другого. В зависимости от минерального состава субстрата шлиры имеют вариации простирания: в меланократовых разновидностях пород они тяготеют к северо-восточному простиранию, в лейкократовых — к северо-западному. То есть полевошпатовый порфиروبластез использовал сложившуюся ранее структурную анизотропию. В свою очередь, порфиробласты ПШ прихвачены рассланцеванием, что выражено в разобщении зерен с формированием пережимов, хвостов сдвига и прокручивания. Сланцеватость генерации-3 лучше всего проявлена в гранитизированных гнейсах, меньше в гранитоидах.

Структуры генерации-4 — сланцеватость северо-восточного до субширотного простирания, субвертикального падения с минеральной линейностью, полого

погружающейся на юго-запад ( $S_4$ ,  $L_4$  на рис.). Данная сланцеватость обусловлена одинаковым размещением и удлинённостью, главным образом, агрегатов биотита и кварца. В работе [6] такие образования идентифицируют как динамометаморфический (биотитовый) кливаж. Плоскости новообразованных структур размещены на расстояниях друг от друга в 1,0—2,0 см. В этих плоскостях имеет место переориентация и смещение с формированием хвостов сдвига более ранних образований; наиболее ярко это проявлено для полевых шпатов. В целом же, сланцеватость генерации-4 лучше всего проявлена в кристаллосланцах и гранитизированных гнейсах, хуже в меланократовых гранитоидах, еще меньше и даже совсем не проявлена в лейкократовых гранитоидах. Авторы [1] подобные образования относят к нижнепротерозойским.

Структуры генерации-5 — хрупкие разломы [6 и др.], развиты или соответственно регматической сети, или же согласно накладываются на структуры предшествующих генераций, подчеркивая и усиливая неоднородное строение фрагмента исследуемого массива. Нами они детально не изучались, так как довольно глубоко изучены предшественниками [1, 6, 12] и др. и потому, что такие структуры не сопровождаются бластезом в породах. Они обеспечивают формирование исключительно блоковой тектоники на УЩ.

## Выводы

Исследованный фрагмент кристаллических пород Бердичевского массива соответствует композитному телу. Оно состоит из линз, пластин, линзовидных пластин, отличающихся вещественно и структурно. Вещественно — это спектр пород от кристаллосланцев и гнейсов до меланократовых и лейкократовых гранитоидов. Структурно различие выражено в неравномерности развития и интенсивности проявления той или иной генерации дислокационных структур. При этом, каждая из последующих накладываются и развиваются по каждой из предыдущих. Таким образом, перемещение и преобразование пород Бердичевского массива происходило в виде дискретно проявленных и разнонаправленных существенно сдвиговых трансформаций (тектонических потоков [9]) в четыре импульса, каждый из которых приводил к структурным и минеральным преобразованиям как пороодообразующих, так и аксессуарных минералов. Из всего сказанного следует, что ядра, наблюдаемые в цирконах и воспринимаемые нами как кластогенные цирконы березнинской толщи, могут образоваться в результате этих структурно-тектонических преобразований. Тем не менее все изотопные методы (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) свидетельствуют о протерозойском возрасте исследуемых пород. Поэтому, независимо от принимаемого представления об образовании березнинской толщи, уверенно утверждать, что породы этой толщи в современном ее облике являются наиболее древними образованиями Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита, не представляется возможным. Если образовались эти породы в палеоархее, то палеопротерозойские структурно-тектонико-магматические события основательно преобразовали их архейские структурные и вещественные черты.

Объяснение причин формирования вышеописанной петро-структурной организации исследованного фрагмента кристаллических пород мы находим в работах [1, 6, 8, 9]. В первой из них утверждается, что метаморфогенные комплексы —

это комплексы дислокационные, порожденные столкновениями континентов, т.е. коллизионные. Направления движений породных масс при этих коллизиях запечатлены в ориентировке борозд скольжения и минеральной  $a$ -линейности. В [8] — Вольнский мегаблок УЩ и северная часть Днестровско-Бугского являются результатом многоактной и разноплановой компрессии извне. По [9] описанные структурно-вещественные перерождения провоцировали повторяющиеся деформации, движущими силами которых были термо-гравитационная конвекция и изменения ротационного режима планеты, сопровождавшиеся инерционным эффектом растяжения—сжатия—сдвига.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горайнов С.В., Коренев В.В., Аксенов С.В. и др. *Метаморфические и метасоматические комплексы Приазовья и Южного Донбасса*. — Харьков: Экограф, 2009. — 303 с.
2. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер.геол. — 1952. — № 2.
3. Лазько Е.В., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. *Нижний докембрий западной части Украинского щита*. — Львов: Вища школа., 1975. — 239 с.
4. Легкова Г.В. *Закономірності зміни складу мінералів з докембрійських порід Українського щита* // Автореф. дис. д-ра геол.наук.. — 2007. — 25 с.
5. Лесная И.М. *Геохронология чарнокитоидов Побужья* // Киев. — Наук.думка, 1988. — 133с.
6. Лукієнко О.І., Кравченко Д.В., Сухорада А.В. *Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита*. — К.: ВПЦ «Київський університет», 2008. — 280 с.
7. *Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРП / укладачі: Т.І. Довбуш, В.М. Скобелев, Л.М. Степанюк*. — К.: УкрДГРІ, 2008. — 77 с.
8. Паталаха Е.И. *Геодинамическая схема Вольнского мегаблока (специфика компрессионного развития)* // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2006. — № 4. — С. 67—69.
9. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. *Тектонические потоки как основа понимания геологических структур*. — К.: Феникс, 1995. — 159 с.
10. Петриченко К.В., Вильковский В.А. *Оценка уровня глубинности гранитов Ивановского и Жежелевского карьеров УЩ / Тез. научн. конф. «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность»*. — К., 2013. — 105 с.
11. Половинкина Ю.Ир. *О происхождении кордьеритовых гранитов- бердичевский «гранит» Украины* // Тр. ВСЕГЕИ. — 1963. — Т. 98.
12. Рябенко В.А. *Основные черты тектонического строения Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1970. — 125 с.
13. Сиворонов А. А., Бобров А.Б. *К вопросу о формировании древней сиалической коры // Гранитоиды, условия формирования, рудоносность*. — К., 2013. — С. 121.
14. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В. *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой*. — К.: Наук. думка, 2008. — 238 с.

Статья поступила 24.06.2014

*Л.С. Осьмачко, О.В.Петриченко, І.М. Лісна, І.Н. Котвицька*

#### ЩОДО БАГАТОАКТНОСТІ УТВОРЕННЯ ПОРОДНИХ АСОЦІАЦІЙ БЕРЕЗНИНСЬКОЇ ТОВЩІ ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МЕГАБЛОКА УЩ

Метаморфічні породи березнинської товщі в межах Бердичівського масиву в стратиграфічній схемі УЩ (2003 р.) відносяться до палеоархею. Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb ізотопними методами не підтверджено палеоархейський вік порід березнинської товщі. Для пояснення її протерозойського віку можливі такі варіанти: а) осадово-вулканогенні утворення березнинської товщі

дійсно були відкладені в ранньому протерозої на більш древньому гранулітовому фундаменті, джерелом зносу були осади підвищеної глиноземистості; б) породи березнинської товщі — результат декількох тектоно-магматичних активізацій та перетворень порід, про що свідчать наявність у всіх різновидах порід масиву дислокаційно-метаморфогенних структур декількох генерацій (до 4-х).

**Ключові слова:** циркони, вік, структури, генерації.

*L.S. Osmachko, E.V. Petrychenko, I.M. Lisna, I.N. Kotvitskiy*

#### ON THE MULTI-STAGE FORMATION OF ROCK ASSOCIATIONS IN THE BEREZNINSK SERIA OF THE DNESTR-BUG MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Metamorphic rocks of bereznynskaya strata within Berdichevsky massif stratigraphic scheme of the US (2003) referred to paleoarhean. Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb isotopic methods do not confirm the paleoarhean age of the rocks bereznynsk strata. For an explanation its Proterozoic age following options are available: a) sedimentary-volcanic formation of bereznynskaya strata really been postponed at early Proterozoic on more ancient granulite foundation, source of wear were high alkaline sediment; b) rocks of bereznynskaya strata — the result of several tectonic-magmatic activation and transformation of the rocks, as evidenced by the presence of the massif of dislocation-metamorphic structures of several generations (up to 4) in all kinds of rocks.

**Key words:** zircons, the age, structures, generation.