

# ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ КРИСТАЛІЧНИЙ ФУНДАМЕНТ ВОЛИНСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПІДНЯТТЯ: ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА ГЕОЛОГІЧНОЇ ІСТОРІЇ

**Г. В. Мельничук**

*(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В. Я. Великановим)*

Палеопротерозойський кристалічний фундамент Волинського палеозойського підняття розглядається як продовження Центральнобілоруської шовної зони між Феноскандією і Сарматією. В його складі виділено гнейсову товщу і гірницьку асоціацію ортоамфіболітів, а також розвинуті по них комарівську асоціацію гнейсовидних гранітоїдів та мигматитів і добровську асоціацію дайок мікрогабро. Наведено результати визначення ізотопного віку, хімічного та петрографічного складу кристалічних порід. Охарактеризовано блокову деформаційну структуру та історію формування кристалічного фундаменту.

*Ключові слова:* палеопротерозой, фундамент, Волинське палеозойське підняття, гнейси, амфіболіти, гранітоїди, розривні структури.

Палеопротерозойский кристаллический фундамент Волинского палеозойского поднятия рассматривается как продолжение Центральнобелорусской шовной зоны между Фенноскандией и Сарматией. В его составе выделены гнейсовая толща и горняцкая ассоциация ортоамфиболитов, а также развитые по ним комаровская ассоциация гнейсовидных гранитоидов и мигматитов и добровская ассоциация даек микрогабро. Приведены результаты определения изотопного возраста, химического и петрографического состава кристаллических пород. Охарактеризованы блоковая деформационная структура и история формирования кристаллического фундамента.

*Ключевые слова:* палеопротерозой, фундамент, Волинское палеозойское поднятие, гнейсы, амфиболиты, гранитоиды, разрывные структуры.

Paleoproterozoic crystalline basement of Volyn Paleozoic rise is seen as a continuation of Centralbelorusska suture zone between Fennoscandia and Sarmatia. It is composed highlighted gneiss succession and girnitska association ortoamphibolites, as well as widespread for them Komarovska association of gneissose granites and migmatites and Dobrowska association mikrogabbro of dikes. They are shown the results of determination of the absolute age, chemical and petrographic composition of the crystalline rocks. It is characterized the block deformation structure and the history of the formation of crystalline basement.

*Key words:* paleoproterozoic, basement, Volyn Paleozoic rising, gneisses, amphibolites, granitoids, breaking structure.

## **Вступ**

Волинське палеозойське підняття (ВППд), або Ковельський виступ, виділяється у північній частині Волино-Подільської плити (ВППл), по кристалічному фундаменту – на продовженні Центральнобілоруської шовної

зони (ЦБШЗ) між Феноскандійським і Сарматським мегаблоками. На півдні межує з Люблінсько-Львівським палеозойським прогином по Володимир-Волинському регіональному розлому. З південного сходу його обмежує Стохідсько-Могилівська тектонічна зона, відділяючи від Волино-Подільської монокліналі. На півночі ВППд поступово переходить в Брестську западину

по слабковираженій флексурі субширотного простягання. На заході його межа умовна і відповідає східному контуру поширення карбону у Люблінсько-Львівському палеозойському прогині.

В будові ВППд приймають участь палеопротерозойський кристалічний фундамент і мезопротерозойсько-палеозойський структурний поверх осадового чохла, що зазнав складчасто-блокових деформацій в ранньогерцинську (бретонську) і пізньогерцинську фази тектогенезу. Деформовані протерозойські і палеозойські утворення повсюди поховані під потужними (до 300 м) мезозойсько-кайнозойськими відкладами, що залягають субгоризонтально. Від суміжних тектонічних елементів плити ВППд відрізняється відсутністю в його будові відкладів від нижнього девону до нижньої юри включно, більшою, порівняно з прилеглими структурами, деформованістю мезозойських утворень, особливостями речовинного складу і віку породних комплексів кристалічного фундаменту.

Плутоно-метаморфічні утворення раннього протерозою, що складають кристалічний фундамент ВППд, попередниками розглядалися в складі Поліського блока нововолінід [3, 4] і відносились до клесівської серії та осницького комплексу (В. Л. Приходько та ін., 1988; В. Ф. Судовцев та ін., 1989; Я. О. Косовський та ін., 1992), поширених у Волинському блоці УЩ. Сьогодні за результатами групової геологічної зйомки масштабу 1:50 000 із загальними пошуками території аркушів М-35-2-В,Г; М-35-3-В; М-35-14-А,Б; М-35-15-А (Ф. О. Гречко та ін., 2005), геологічного довивчення території аркушів М-34-VI (Владава), М-35-I (Камінь-Каширський) масштабу 1:200 000 (Ф. О. Гречко та ін., 2011) та випереджаючих геофізичних досліджень території аркушів М-34-XII (Хелм), М-35-VIII (Ковель) є підстави для перегляду існуючих уявлень про особливості геологічної будови і структурно-формаційну належність плутоно-метаморфічних утворень фундаменту ВППд.

Кристалічний фундамент в межах ВППд (див. рисунок) повсюдно похований під потужним (до 2600 м) осадовим чохлом. На сьогодні його розкрито 18 свердловинами. Морфологію поверхні фундаменту, окрім того, вивчено профільним сейсмічним зондуван-

ням. Інтерпретовано поведінку магнітного і гравітаційного полів щодо ймовірних масивів кристалічних порід. Досліджено особливості речовинного складу і віку породних різновидів. Однак наявного фактологічного матеріалу ще недостатньо для переведення виділених породних асоціацій в ранг комплексів. Актуальності набуло узагальнення розрізних фактологічних даних про фундамент ВППд на підставі сучасних уявлень з геології ранньодокембрійських плутоно-метаморфічних комплексів України і Білорусі [2, 5].

### **Будова кристалічного фундаменту ВППд**

Палеопротерозойський кристалічний фундамент на більшій території ВППд похований під потужним (до 2500 м) мезопротерозойсько-фанерозойським осадовим чохлом. У межах України виступає на домезозойську поверхню в ядрі Ратнівської брахіантикліналі (св. 21, 22, 23, 25, 310, 1755, 1912, 8263), де піднятий до абсолютної позначки +20 м. В ядрі Хотешівської брахіантикліналі фундамент розкритий на абсолютній позначці –600,0–670 м (св. 1753), в Оваднівському – на позначках від –1806 м (св. Овадне-1) до –1080 м (Радовичі-1). В мульдах і окремих тектонічних блоках за даними сейсмічного зондування його поверхня опущена до абсолютної позначки –2900 м.

Субстратом кристалічного фундаменту ВППд за даними Держгеолкарти-200 слугують гнейсова товща і гірницька асоціація ортоамфіболітів, по яких розвинуті продукти їх ультраметаморфізму і гранітизації, що належать до комарівської асоціації гнейсовидних гранітоїдів. Їх проривають палеопротерозойські дайки мікрогабро добровської асоціації.

Породи гнейсової товщі – гнейси біотитові, сланці кристалічні мігматизовані – утворюють переважно нормальне і негативне магнітне поле інтенсивністю від +50 до –250 нТл ( $\rho^* = 2,62 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi^* = 15$ ). Породи комарівської асоціації гнейсовидних гранітоїдів – граніти, гранодіорити гнейсовидні та порфіробластичні, ймовірно, зумовлюють позитивні ізометричні магнітні аномалії інтенсивністю до 400 нТл ( $\rho^* = 2,65$ ,  $\chi^* = 620$ ). Ортоамфіболіти гірницької асоціації виражені позитивними магнітними ано-

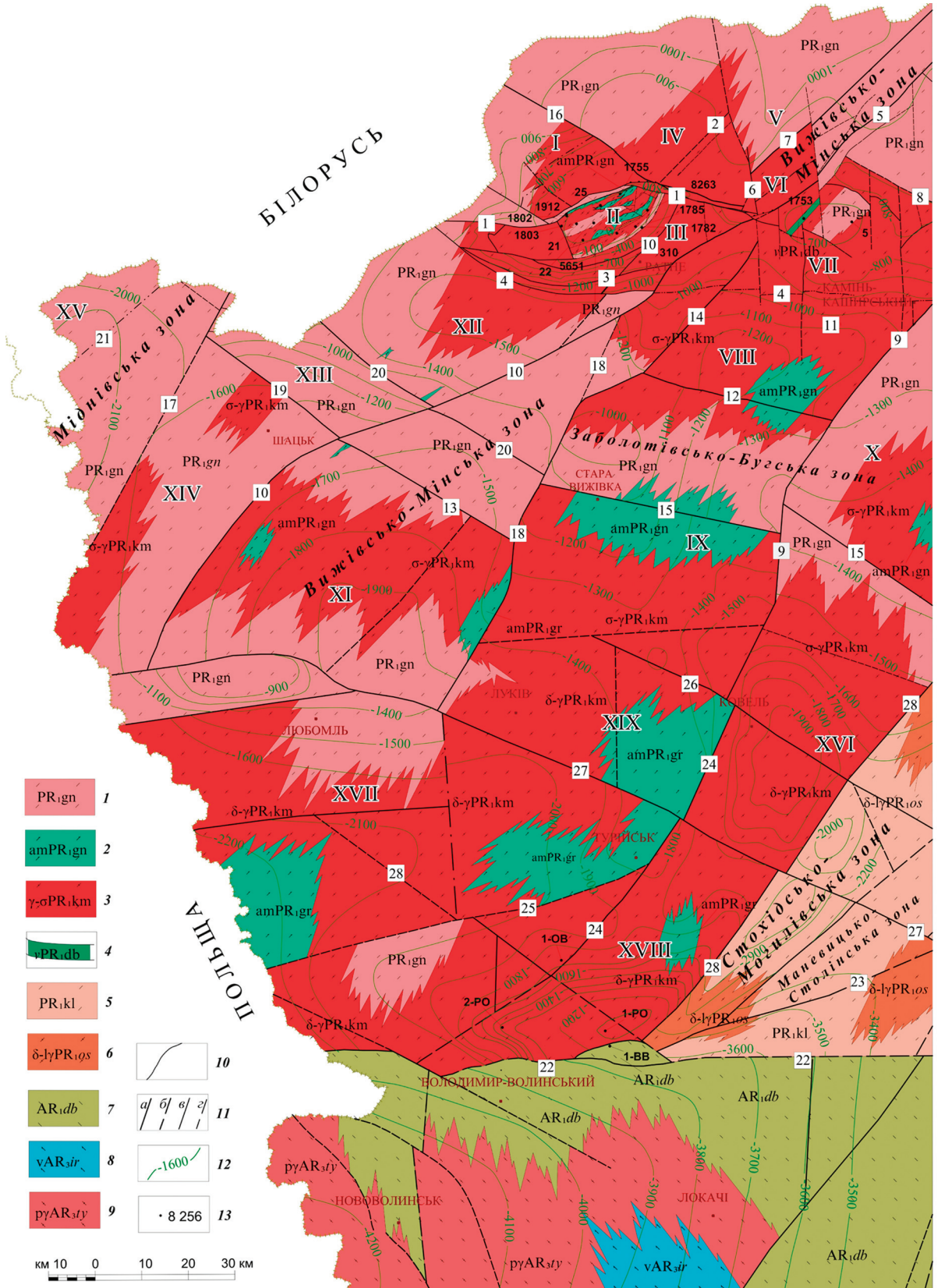


Схема будови дорифейського кристалічного фундаменту ВППд та його обрамлення (за геолого-геофізичними даними)

1–3 – фундамент ВППд (1 – гнейсова товща: гнейси біотитові, сланці кристалічні мігматизовані, 2 – комарівська асоціація гнейсовидних гранітоїдів: кварцові діорити, гранодіорити, граніти гнейсовидні та порфіробластичні, лейкограніти, мігматити, 3 – гірницька асоціація ортоамфіболітів); 4 – добровська асоціація дайок мікрогабро; 5–6 – фундамент у межах Волино-Поліського вулкано-плутонічного поясу (5 – ймовірні лептити клесівської серії, 6 – ймовірні гранітоїди осницького комплексу); 7–9 – фундамент у межах Львівського блока (7 – ймовірні гранулітові асоціації дністровсько-бузької серії, 8 – ймовірні габроїди юрівського комплексу, 9 – ймовірні гранітоїди тетіївського комплексу); 10 – ймовірні межі породних асоціацій; 11 – розломи (цифри в квадратах: 1 – Лагожанський, 2 – Річицький, 3 – Ратнівський, 4 – Південно-Ратнівський, 5 – Щитинський, 6 – Сірчанський, 7 – Катуський, 8 – Броницький, 9 – Камінь-Каширський, 10 – Кримнівський, 11 – Підрічанський, 12 – Датинський, 13 – Мшанецький, 14 – Замшанський, 15 – Тойкутський, 16 – Кортеліський, 17 – Пульмівський, 18 – Теклянський, 19 – Заболоттівський, 20 – Гранівський, 21 – Хмелівський, 22 – Володимир-Волинський, 23 – Красноставський, 24 – Турійський, 25 – Кратський, 26 – Смідинський, 27 – Стохідсько-Новочервищанський): а–б – головні (а – достовірні, б – ймовірні), в–г – другорядні (в – достовірні, г – ймовірні); 12 – ізогіпси поверхні кристалічного фундаменту; 13 – свердловини, що розкрили кристалічний фундамент; 14 – тектонічні блоки, обмежені головними розломами: I – Дівинський, II – Гірницький, III – Поступельський, IV – Річицько-Бродівський, V – Щедрогірський, VI – Катуський, VII – Хотешівський, VIII – Веригинський, IX – Чевельський, X – Полицький, XI – Головнянський, XII – Заліський, XIII – Дрочівський, XIV – Никольський, XV – Томашівський, XVI – Ковельський, XVII – Любомльський, XVIII – Турійський, XIX – Луківський

Scheme of the structure of the pre-riphean, crystalline basement of Volyn Paleozoic rise and its frame (for geological and geophysical data)

1–3 – basement VPPd (1 – gneiss sequence: biotite gneisses, crystalline migmatization schists, 2 – Komorowska association gneissose granites: quartz diorites, granodiorites, gneissose granites and porphyroblastic leucogranites, migmatites, 3 – girnitska association orthoamphibolites); 4 – Dobrovska association dikes of mikrogabro; 5–6 – basement within the Volyn-Poleskiy volcano-plutonic belt (5 – probable leptites of Klesivska series, 6 – probable granitoids of Osnitsky complex); 7–9 – the basement within the Lviv block (7 – probable granulites association of Dniester-Bugskaya series, 8 – probable gabbros of Jurowski complex, 9 – probable granitoids of Tetiivskogo complex); 10 – possible boundaries of rock associations, 11 – faults (the numbers in the quadrates: 1 – Lagozhansky, 2 – Richitsky, 3 – Ratnensky, 4 – South-Ratnensky, 5 – Schitinsky, 6 – Sirchansky, 7 – Katusky, 8 – Bronitsky, 9 – Kamin-Kashirsky, 10 – Krimnivsky, 11 – Pidrichansky, 12 – Datinsky, 13 – Mshanetskoe, 14 – Zamshansky, 15 – Toykutsky, 16 – Kortelisky, 17 – Pulmivsky, 18 – Teklyansky, 19 – Zabolotivsky, 20 – Granivsky, 21 – Hmelivsky, 22 – Volodimir-Volynsky, 23 – Krasnostavsky, 24 – Turiyskiy, 25 – Kratsky, 26 – Smidinsky, 27 – Stohidsko-Novochervisshansky): a–b – the major (a – significant, b – probable), c–d – minor (c – significant, d – probable); 12 – isohypses surface of the crystalline basement; 13 – wells opened crystalline basement; 14 – tectonic blocks that bounded by major faults: I – Divinsky, II – Girninsky, III – Postupelsky, IV – Richitsko-Brodivsky, V – Schedrogorsky, VI – Katusky, VII – Hoteshevskiy, VIII – Vereginsky, IX – Chevelsky, X – Politskiy, XI – Golovnyansky, XII – Zalisky, XIII – Drochivsky, XIV – Nicolsky, XV – Tomaszewsky, XVI – Kovelsky, XVII – Lyubomlsky, XVIII – Turiysky, XIX – Lukowsky

малями інтенсивністю до 1500 нТл, які відповідають позитивним аномаліям сили тяжіння інтенсивністю +3,5 – +5,5 мГал. Загалом, гравімагнітне поле ВППд через породні неоднорідності кристалічного фундаменту сильніше диференційоване і має вищі значення, ніж поле суміжних структурних елементів ВППл.

**Гнейсова товща** (PR<sub>1</sub>gn) за геофізичними даними поширена на всій території ВППд. До неї віднесені гнейси, лептитоподібні гнейси та кристалічні сланці, різною мірою змінені процесами мігматизації. Ці породи розкриті під верхньокрейдовими і рифейськими відкладами на Ратнівському (св. 1912, 1785, 1755, 1782, 15, 21, 22) і Хотешівському (св. 5) підняттях. Вони, ймовірно, належать до амфіболіто-гнейсового комплексу ЦБШЗ [2], на продовженні якого розташовані.

Ізотопний вік гнейсів, визначений прямим термоіонним методом по цирконах, коливається в межах 1,92–1,90 млрд років (табл. 1).

**Гірницька асоціація ортоамфіболітів** (amPR<sub>1</sub>gr). Тіла ортоамфіболітів в кристалічному фундаменті досліджуваного району розкриті в ядрі Ратнівської брахіантиклінали (св. 1755, 1785, 5651). Співвідношення ортоамфіболітів з гнейсовою товщею не встановлені. Контакти ортоамфіболітів з гнейсовидними гранітоїдами комарівської асоціації різкі, поверхні контактів нерівні, звивисті. За хімічним складом (табл. 1) породи асоціації відносяться до основних плутонічних порід і зіставляються з метагаброїдами русинівського комплексу ЦБШЗ [2].

**Ортоамфіболіти** – темно-сірі до зеленкувато-чорних, від тонко- до середньозернис-

Таблиця 1. Хімічний склад порід кристалічного фундаменту ВППд  
 Table 1. The chemical composition of the crystalline basement rocks of Volyn Paleozoic rise

| Підрозділи            | Породи           | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | TiO <sub>2</sub> | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | В.п.п. | Число проб |
|-----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------------|
| Дайкова асоціація     | Габро-діабази    | 46,27            | 16,06                          | 3,85                           | 8,56 | 1,61             | 0,05  | 7,98  | 9,25  | 2,5               | 1,09             | 0,23                          | 0,18            | 2,13   | 4          |
|                       | Кварцові діорити | 57,63            | 18,38                          | 1,53                           | 4,3  | 0,69             | 0,12  | 4,96  | 2,6   | 5,4               | 2,57             | 0,3                           | 0,04            | 1,35   | 2          |
| Комарівська асоціація | Грано-діорити    | 64,9             | 17,54                          | 1,47                           | 2,74 | 0,52             | 0,07  | 2,18  | 3,27  | 3,43              | 2,2              | 0,223                         | 0,15            | 0,897  | 3          |
|                       | Граніти          | 70,57            | 16,11                          | 0,1                            | 1,02 | 0,07             | 0,27  | 0,13  | 6,3   | 3,13              | 3,54             | 0,02                          | 0,06            | 0,46   | 1          |
|                       | Лейко-граніти    | 74,66            | 14,24                          | 0,703                          | 0,66 | 0,09             | 0,01  | 0,29  | 1,057 | 4,02              | 3,95             | 0,02                          | 0,023           | 0,3    | 3          |
| Гірницька асоціація   | Ортоамфіболіти   | 49,23            | 17,08                          | 4,378                          | 5,96 | 0,46             | 0,15  | 6,83  | 8,34  | 2,7               | 1,58             | 0,17                          | 0,44            | 2,7    | 6          |
|                       | Гнейс            | 69,52            | 15,5                           | 1,17                           | 2,03 | 0,33             | 0,12  | 1,557 | 0,92  | 0,92              | 3,6              | 1,63                          | 0,13            | 0,074  | 6          |
| Гнейсова товща        | Сланець          | 51,95            | 19,13                          | 2,26                           | 5,89 | 0,83             | 0,207 | 4,98  | 6,44  | 3,85              | 2,37             | 0,23                          | 0,11            | 1,32   | 1          |

тих, смугасті, масивні породи, часто ін'єковані гранітизуючою речовиною. Порівняно крупні тіла амфіболітів у магнітному і гравітаційному полях утворюють позитивні високоінтенсивні аномалії.

Комарівська асоціація гнейсовидних гранітоїдів (qđ-γđ-ly-γ-mPR<sub>1</sub>km). Породи даної асоціації в межах досліджуваного району розкриті в ядрах Ратнівської (св. 1755, 1756, 1802, 1813, 8263), Хотешівської (св. 1753) та Оваднівської брахіантиклиналей. Це гнейсовидні і порфіробластичні кварцові діорити, гранодіорити, граніти, лейкограніти та мігматити. В будові кристалічного фундаменту вказані породи не утворюють однорідних масивів, а складають пластоподібні тіла, орієнтовані по північно-східному напрямку, конформно до метаморфічних порід субстрату. З останніми вони мають поступові переходи і невпорядковано перемежуються. Серед них поширені різною мірою перероблені ультраметаморфічними процесами (мігматизовані і гранітизовані) останці ортоамфіболітів та скіаліти гнейсів.

Кварцові діорити (св. 8263, гл. 152,0–191,7 м; св. 1755, гл. 161,4–161,6 м; св. 25, гл. 169,2–170,4 м) – це переважно середньозернисті гнейсуваті, порфіробластові породи із смугастою текстурою. За петрографічним складом відповідають кварцовим діоритам, але підвищена лужність дає підстави класифікувати їх кварцовими монцонітами [7].

Гранодіорити (св. 1753, гл. 422,3–441,5 м) і граніти (св. 1755, гл. 163,0–163,1 та 164,0–164,6 м; св. 1785, гл. 241,5–242,0 та 248,4–248,6 м) являють собою здебільшого дрібно- і середньозернисті породи кварц-біотит-

польовошпатового складу з порфіробластовою структурою і тіньовою смугастою текстурою. За хімічним складом належать до кислих плутонічних порід нормальної лужності.

*Лейкограніти* (св. 1755, гл. 181,8–188,0 та 187,2–187,3 м) характеризуються нерівномірною дрібно-, крупно- і гігантокристалічною структурою та масивною текстурою. За петрохімічними ознаками відносяться до сублужних плутонічних порід.

*Мігматити* (св. 25, гл. 178,0–210,0 м) – смугасті дрібно-середньозернисті породи з чергуванням кварц-польовошпатової лейкосоми і біотитової меланосоми.

Абсолютний вік порід асоціації гнейсовидних гранітоїдів визначений по цирконах прямим термоіонним методом. Він коливається в межах 1890–1540 млн років

(табл. 2). Ці дані узгоджуються з часом утворення гранітоїдів бобовнянського та вигонівського комплексів ЦБШЗ [2], на продовженні якої розташована асоціація досліджуваних гранітоїдів.

**Добровська асоціація мікрогабро** ( $v\beta PR_1 db$ ) розкрита в ядрі Хотешівської брахіантикліналі (св. 1753) у вигляді ймовірної дайки серед гранодіоритів комарівської асоціації гнейсовидних гранітоїдів. Мікрогабро являють собою дрібно-середньозернисті, масивні породи зеленкувато-чорного кольору, які за хімічним складом відповідають габро нормальної лужності. Розкрита потужність мікрогабро – 29,3 м.

**Деформаційна структура кристалічного фундаменту** ВППд визначається його блоковою будовою. Всього за даними

Таблиця 2. **Результати визначення ізотопного віку порід гнейсової товщі та комарівської асоціації гнейсовидних гранітоїдів прямим термоіонним (свинцево-ізотопним) методом (за даними В. Л. Приходька та ін., 1988 р.)**

Table 2. **The results of determination of the isotopic age of thicker gneisses and Komarovskaya association of gneissose granites direct thermionic (lead isotope) methods by (according to the V. L. Prikhodko and others., 1988)**

| № свердловини | Інтервал відбору проб, м | Порода                 | Мінерал | Ізотопний склад свинцю, % |            |            |            | Ізотопні співвідношення $^{207}Pb/^{206}Pb$ | Вік, млн років |
|---------------|--------------------------|------------------------|---------|---------------------------|------------|------------|------------|---|----------------|
|               |                          |                        |         | $^{204}Pb$                | $^{206}Pb$ | $^{207}Pb$ | $^{208}Pb$ |   |                |
| 1782          | 345,0–350,0              | Гнейс                  | Циркон  | 0,001                     | 72,061     | 8,459      | 9,740      | 0,117200±<br>±0,0015                        | 1920±25        |
| 1782          | 345,0–350,0              | »                      | »       | 0,01                      | 79,430     | 9,929      | 11,270     | 0,125003                                    | 1910           |
| 1785          | 225,5–237,0              | »                      | »       | 0,01                      | 82,858     | 9,729      | 7,412      | 0,11742                                     | 1900           |
| 1753          | 422,5–442,5              | Гранодіорит            | »       | 0,01                      | 82,691     | 9,098      | 7,210      | 0,10871                                     | 1770           |
| 1753          | 422,5–442,5              | »                      | »       | 0,008                     | 82,682     | 9,595      | 7,714      | 0,11604                                     | 1890           |
| 1755          | 167,0–181,0              | Граніт дрібнозернистий | »       | 0,04                      | 80,267     | 9,98       | 10,431     | 0,12434<br>0,025                            | 1820           |
| 1756          | 706,0–722,0              | Граніт аплітовидний    | »       | 0,008                     | 81,524     | 9,579      | 8,879      | 0,11609<br>0,0017                           | 1890           |
| 1803          | 482,0–501,0              | »                      | »       | 0,01                      | 83,117     | 9,542      | 7,340      | 0,11481±<br>±0,0028                         | 1870           |
| 1813          | 248,0–259,0              | »                      | »       | 0,08                      | 86,473     | 7,973      | 8,540      | 0,09558±<br>±0,0029                         | 1540           |
| 1802          | 206,0–217,5              | »                      | »       | 0,008                     | 81,931     | 9,312      | 8,748      | 0,11366±<br>±0,0023                         | 1850           |

*Примітка.* Аналізи виконані у відділі геохімії ізотопів та радіогеохронології ІГФМ АН УРСР (1987). Аналіз провів А. В. Лукашук.

Держгеолкарти-200 виділюються 19 крупних тектонічних блоків (див. рисунок): I – Дівинський; II – Гірницький; III – Поступельський; IV – Річицько-Бродівський; V – Щедрогірський; VI – Катуський; VII – Хотешівський; VIII – Веригинський; IX – Чевельський; X – Полицький; XI – Головнянський; XII – Заліський; XIII – Дрочівський; XIV – Нікольський; XV – Томашівський; XVI – Ковельський; XVII – Любомльський; XVIII – Турійський; XIX – Луківський.

Геологічні тіла і гнейсуватість порід у кристалічному фундаменті мають переважно північно-східне простягання і круті кути падіння. Місцями кристалічні породи зазнали сильного катаклазу, мілонітизації і діафторезу (св. 1755, гл. 166,2–167,8 м та ін.). У складі ЦБШЗ, яка, на наш погляд, має продовження в кристалічному фундаменті ВППд, структурні елементи також мають північно-східне простягання. Товщі, що її складають, зім'яті в круті лінійні складки, ускладнені численними розломами. Серед них домінуюча роль належить північно-східним розломам, що розчленують цю зону на низку вузьких поздовжніх блоків.

Міжблокові розривні порушення у фундаменті ВППд, як і в домезозойському структурному поверсі осадового чохла, за геолого-геофізичними даними групуються в чотири системи: північно-східну, південно-західну, субширотну та субмеридіональну. Головними є крутонахилені розломи діагональної і ортогональної систем. Серед них виділяються Вижівсько-Мінська і Заболотівсько-Бузька тектонічні зони діагонального напрямку, Луківсько-Ратнівська горстова зона субширотного простягання, а також Володимир-Волинська і Стохідсько-Могилівська зони, що структурно обмежують ВППд. Зміщувачі розломів знаходять відображення в градієнтах геофізичних полів і зміщенні сейсмостратиграфічних границь. Окремі зміщувачі розкриті свердловинами. Піднятим тектонічним блокам кристалічного фундаменту в мезопротерозойсько-палеозойському структурному поверсі осадового чохла відповідають брахіантикліналі, опущеним блокам – мульди.

*Розривні структури північно-східного простягання* успадковують основний струк-

турний план кристалічного фундаменту регіону. Вони функціонували, ймовірно, ще в палеопротерозої і були відновлені в герцинський етап тектогенезу. До головних міжблокових розломів належать Камінь-Каширський, Щитинсько-Теклинський, Річицький, Кримнівський, Новочервищанський, Стохідський, Красноставський та ін., паралельні регіональним Вижівсько-Мінській і Стохідсько-Могилівській тектонічним зонам. Максимальні амплітуди тектонічних зміщень фіксуються у нашаруваннях мезопротерозойсько-палеозойського чохла по Щитинському (до 500 м) і Новочервищанському (до 130 м) розломах. Переміщення по них мають шарнірний характер.

*Розривні структури північно-західного простягання* гірше виражені і фіксуються фрагментарно. Деякі з них, закладені в ранньому венді, супроводжувались проявами трапового магматизму і вибірково були відновлені в герцинський етап тектогенезу. Найбільш представницькими серед них є Гранівський розлом у системі Заболотівсько-Бузької тектонічної зони, а також паралельні їй Кортельський, Броницький, Любомльський, Смиденський розломи. Амплітуда вертикальних тектонічних переміщень у нашаруваннях мезопротерозойсько-палеозойського чохла по Гранівському розлому сягає 400 м, а по Любомльському – 1250 м.

*Розривні структури субширотного простягання* найчіткіше виражені. До них належать Лагожанський, Ратнівський, Південно-Ратнівський розломи, що обмежують Луківсько-Ратнівську горстову зону, а також Тойкутський, Датинський, Кратський, Володимир-Волинський. Максимальні тектонічні зміщення фіксуються по Лагожанському (до 700 м) і Володимир-Волинському (до 1000 м) розломах. Субширотні розломи на північному фланзі Луківсько-Ратнівської горстової зони обмежують Духманівський грабен.

*Розривні структури субмеридіонального простягання* належать переважно до категорії ймовірних. В геофізичних полях вони виражені у зміщенні лінійних елементів і градієнтних зон. Найбільш виразними серед них є Сірчанський, Полицький, Турійський.

В районі виділяється також низка кільцевих структур різних порядків, досліджених іншим автором [8].

## **Будова кристалічного фундаменту в обрамленні ВППд**

Про породні асоціації кристалічного фундаменту в обрамленні ВППд прямих геологічних даних бракує. Їх прийнято відносити до таких структурних елементів: Львівського блока [3] – на півдні, Волино-Поліського (Осницько-Мікашевицького) вулканоплутонічного поясу [10] – на південному сході, Білорусько-Прибалтійського гранулітового поясу [2] – на північному заході. З північного сходу фундамент ВППд ідентифікується з ЦБШЗ, а на південному заході, вірогідно, поширюється до границі зі Східно-Європейською платформою.

У Львівському блоці на південь від Володимир-Волинського розлому в інтервалі глибин 3977–3920 м свердловиною Володимир-Волинська-1 розкриті біотитові і біотит-амфіболіві сланці, а також гіперстен-рогово-обманкові породи [3]. Останні, на наш погляд, можуть бути порівнянні з гранулітами нижньоархеїської дністровсько-бузької серії [5]. За геофізичними даними тут також можливе поширення аналогів габроїдів юрївського і гранітоїдів тетіївського комплексів пізнього архею [5], але в цілому слід відмітити дуже низький ступінь вивченості цих утворень.

Найближче до ВППд у межах Волино-Поліського (Осницько-Мікашевицького) вулканоплутонічного поясу у свердловині Луцьк-1 на гл. 2404,0 м розкриті бластомілоніти граніту, а у св. 2191 на гл. 1178,0–1193,5 м – крупнозернисті рожево-сірі граніти, порівнянні з гранітоїдами осницького інтрузивного комплексу (2000–1980 млн років) Українського щита [3, 5]. За геофізичними даними тут також ймовірно поширення лептитів нижньопротерозойської клесівської серії.

Поблизу Володимир-Волинського і Стохідсько-Могилівського розломів, що обмежують ВППд з півдня і південного сходу, де в домезозойському чохла виділяється Локачі-Голобський периферійний прогин, кристалічний фундамент опущений до абсолютних позначок – 1500–4000 м.

Деформаційна структура кристалічного фундаменту в обрамленні ВППд загалом простіша, ніж у самому піднятті за рахунок зменшення кількості розривних порушень північно-східного простягання. Простягання

гравімагнітних аномалій у Львівському мегаблоці свідчить про переважаючий північно-західний, а у Волино-Поліському вулканоплутонічному поясі – північно-західний структурний план тутешніх елементів фундаменту.

## **Стадії формування кристалічного фундаменту ВППд**

В історії становлення та формування кристалічного фундаменту ВППд, як і фундаменту сусідніх структурних елементів [1, 9], виділяють чотири головні стадії з різною динамікою тектоно-магматичних процесів у палеопротерозої.

В першу стадію на початку раннього протерозою між архейськими праматериками Сарматією і Феноскандією, ймовірно, існувала Центральнобілоруська структура геосинклінального типу. В її межах відбувалось виверження основних магм (гірницька асоціація ортоамфіболітів) і накопичення потужної теригенної формації (гнейсова товща).

В другу стадію (1,92–1,90 млрд років) в результаті складчастості та регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової й епідот-амфіболітової фацій зазначені базитові та осадові товщі були перетворені в амфіболіт-гнейсовий метаморфічний комплекс, що в межах досліджуваної території знаходиться на продовженні ЦБШЗ, а на території Білорусі є її головною складовою.

В третю стадію (1,89–1,54 млрд років) відбулися ультраметаморфізм порід амфіболіт-гнейсового комплексу і подальша їх гранітизація, в результаті чого утворилась комарівська асоціація гнейсовидних гранітоїдів. Дана стадія знаменується колізією континентальних сегментів Сарматії і Феноскандії, остаточне з'єднання яких в спільний блок фундаменту кратону відбулось близько 1,7 млрд років тому [2].

В четверту стадію внаслідок тектоно-магматичної активізації кратонізованої території наприкінці раннього протерозою проявилися процеси діафорезу і катаклазу супракрустальних комплексів, а також вторгнення дайок мікрогабро добровської асоціації. В цю стадію спостерігалось переміщення блоків кристалічного фундаменту по розломах діагональних і ортогональних систем.



Сучасні риси ВППд як крупної тектонічної структури сформувались внаслідок блокових переміщень фундаменту. Вони чітко проявились та відбилися в рифейсько-палеозойському осадовому чохла ВППд у ранньобайкальську і ранньогерцинську (бретонську) фази тектогенезу, а максимальної амплітуди досягли у пізньогерцинську фазу [6].

## Висновки

Кристалічний фундамент ВППд, загалом, молодший за віком та має суттєві відмінності у речовинному складі від фундаменту інших частин ВППл. Породні асоціації, що його складають, близькі до плутоно-метаморфічних комплексів ЦБШЗ і тому мають належати до Волинсько-Двінського транс-регіонального міжгеоблокового поясу (між Феноскандійським і Сарматським мегаблоками). Блокова деформаційна структура кристалічного фундаменту ВППд є більш напруженішою, ніж в інших частинах ВППл. Це, ймовірно, також обумовлено його тектонічною природою як структурного елемента мобільної ЦБШЗ.

## Список літератури

1. Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. Этапы формирования и структура фундамента древних платформ // Геотектоника. – 1982. – № 5. – С. 24–31.

2. Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева. – Минск, 2001. – 815 с.
3. Геотектоника Волино-Подолії / Отв. ред. И. И. Чебаненко. – Киев: Наук. думка, 1990. – 244 с.
4. Знаменская Т. А., Чебаненко И. И. Блоковая тектоника Волино-Подолії. – Киев: Наук. думка, 1985. – 155 с.
5. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. – К.: УкрДГРІ, 2004.
6. Мельничук Г. В. Складчасто-блокова будова Волинського палеозойського підняття // Сб. науч. тр. "Современные проблемы геологии", посвященный 155-летию со дня рождения акад. П.А. Тутковского. – Киев, 2013. – С. 252–257.
7. Петрографічний кодекс України / Відп. ред. І. Б. Щербаков. – К., 1999. – 81 с.
8. Радзівіл В. Я. Структури платформного чохла Волино-Поділля // Геол. журн. – 2009. – № 3. – С. 28–40.
9. Рябенко В. А., Коренчук Л. В., Асеева О. О. и др. Геологическая история территории Украины: Докембрий. – Киев: Наук. думка, 1993. – 187 с.
10. Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000. Пояснювальна записка. Ч. 1 / За ред. Д. С. Гурського, С. С. Круглова. – К.: УкрДГРІ, 2007. – 96 с.

Ін-т геол. наук НАН України,  
Київ  
E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com

Стаття надійшла  
02.11.13