

ТЕКТОНІКА І ПОХОДЖЕННЯ ВОЛИНСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПІДНЯТТЯ

Г.В. Мельничук

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

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com
Аспірант.*

Охарактеризовані внутрішня будова, формації та етапи тектонічного розвитку Волинського палеозойського підняття – складної, контрастної і структури південно-західної частини Східноєвропейської платформи, що має довготривалий розвиток.

Ключові слова: формації, яруси, Волинське палеозойське підняття, деформаційні структури.

TECTONICS AND THE ORIGIN OF VOLYNIAN PALEOZOIC RISING

G.V. Melnychuk

(Recommended by candidate of geological-mineralogical sciences V.Ya. Velikanov)

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine.

E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com

Postgraduate.

Analyzes the internal structure, formation and development stages of tectonic uplift of Volyn Paleozoic rise – complex and contrasting long evolving structure southwestern part of the East European platform.

Key words: formation, longlines, Volynian Paleozoic rising, deformation structure.

ТЕКТОНІКА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОЛЫНСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

Г.В. Мельничук

(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В.А. Великановым)

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com
Аспірант.*

Охарактеризовані внутрішнє строєння, формації і етапи тектонічного розвитку Волинського палеозойського підняття – складної, контрастної і довго розвиваючої структури юго-західної частини Східноєвропейської платформи.

Ключевые слова: формації, яруси, Волинське палеозойське підняття, деформаційні структури.

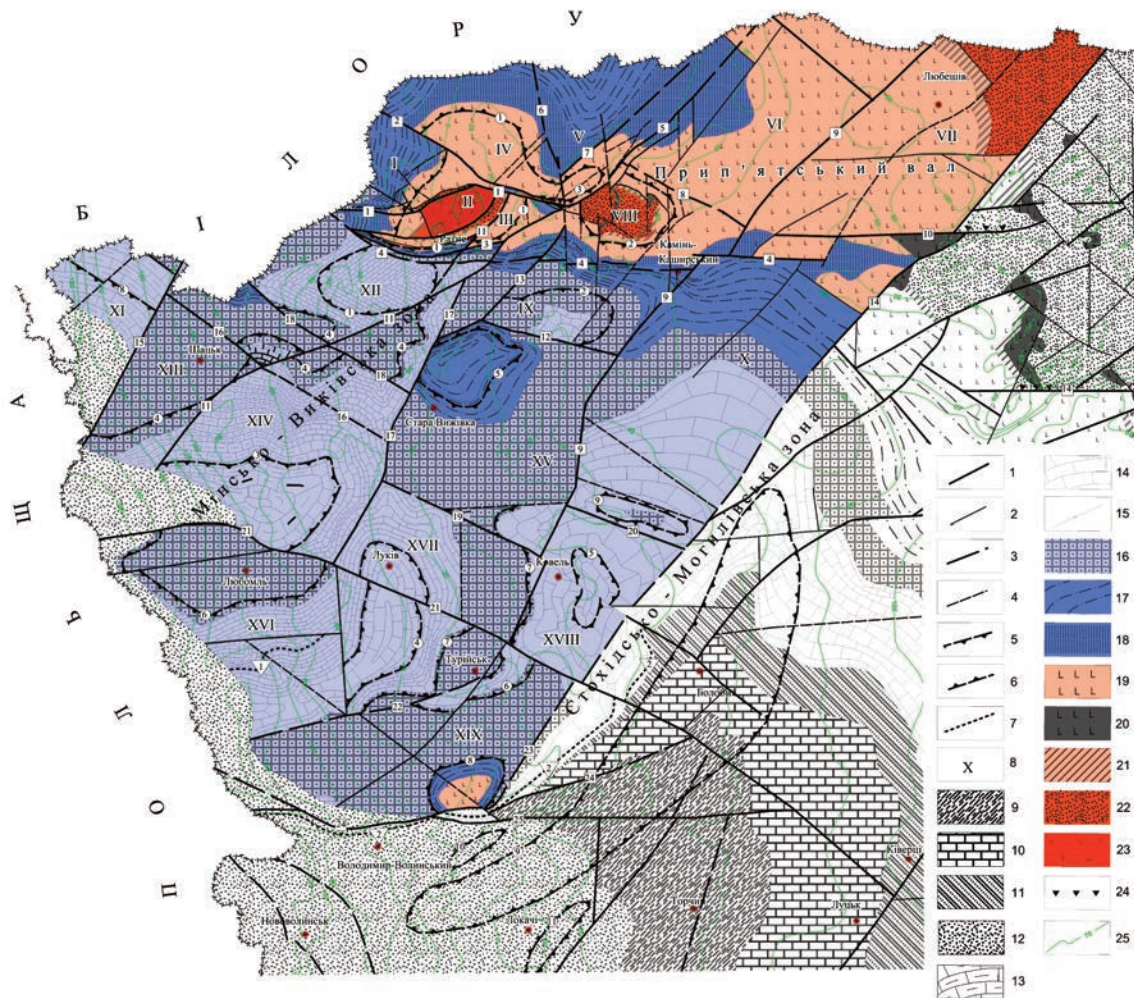
Вступ

Волино-Подільське підняття (ВППд) знаходиться у північно-західній частині Волино-Подільської плити та охоплює прикордонні території України, Польщі і Білорусі в межах аркушів М-34-VI (Влодава), М-35-I (Камінь-Каширський), М-35-VII (Ковель), М-34-XII

(Хелм), М-35-II (Любешів). Від суміжних тектонічних елементів плити ВППд відрізняється відсутністю в його будові відкладів від середнього девону по нижню юру включно, більшою порівняно з прилеглими структурами деформованістю домезозойських утворень, особливостями формаційного

складу і віку порід кристалічного фундаменту. ВППд межує на півдні з Львівсько-Люблінським палеозойським прогином (ЛЛППр) по Володимир-Волинському регіональному розлому. З південного сходу його обмежує Могилів-Стохідська тектонічна зона, відділяючи від Волино-Подільської монокліналі. Вздовж тектонічних обмежень ВППд спостерігаються градієнтні зони абсолютних позначок поверхні домезозойських утворень і гравімагнітного поля. При цьому пенепленізована поверхня протерозойсько-палеозойських утворень характеризується поступовим пониженням

абсолютних позначок від +100 м у північно-східній частині ВППд до -180 м – у його західній частині. На ній місцями збереглися доюрські кори вивітрювання. На півночі ВППд поступово переходить в Брестську западину через систему брахіформних і горстово-грабенових структур Північно-Української зони тектонічної активізації, яка на останній тектонічній карті України [Тектонічна..., 2007] розглядається як самостійний елемент районування. На заході його межа умовна і відповідає східному контуру поширення карбону у люблінській частині ЛЛППр (див. рисунок).



Тектонічна схема Волинського палеозойського підняття та його обрамлення

1-4 – розривні порушення: 1 – головні достовірні, 2 – головні ймовірні, 3 – другорядні достовірні, 4 – другорядні ймовірні (цифри в квадратах: 1 – Лагожанський, 2 – Кортельський, 3 – Ратнівський, 4 – Південно-Ратнівський, 5 – Щитинський, 6 – Сірчанський, 7 – Катуський, 8 – Броницький, 9 – Камінь-Каширський, 10 – Полицький, 11 – Кримнівський, 12 – Датинський, 13 – Замшанський, 14 – Новочервицанський, 15 – Пульминецький, 16 – Заболоттвський, 17 – Теклинський, 18 – Гранський, 19 – Смідинський, 20 – Стебленський, 21 – Любомльський, 22 – Кратський, 23 – Туличівський, 24 – Володимир-Волинський, 25 – Красноставський, 26 – Кухітсько-Вольський,

27 – Більський); 5-7 – плікативні структури: 5 – брахіантикліналі (цифри в кружках: 1 – Ратнівська, 2 – Хотешівська, 3 – Катуська, 4 – Шацька, 5 – Теклінська, 6 – Любомльська, 7 – Турійська, 8 – Оваднівська, 9 – Кричевицька, 10 – Володимирська, 11 – Локачівська); 6 – брахісинкліналі (цифри в кружках: 1 – Заліська, 2 – Дошнівська, 3 – Головнянська, 4 – Ладинь-Смідинська, 5 – Білашівська, 6 – Соловицька, 7 – Підгородна, 8 – Криливецька, 9 – Бубно-Голобська); 7 – флексури (цифри в трикутниках: 1 – Мосирська, 2 – Устилуг-Голобська); 8 – тектонічні блоки, обмежені головними розломами: I – Двінський, II – Гірницький, III – Поступельський, IV – Річицько-Бродівський, V – Щедрогірський, VI – Катуський, VII – Любешівський, VIII – Хотешівський, IX – Веригинський, X – Полицький, XI – Томашівський, XII – Заліський; XIII – Нікольський, XIV – Головнянський, XV – Чевельський, XVI – Любомльський, XVII – Луківський; XVIII – Ковельський; XIX – Оваднівський; 9 – глинисто-піщовикова вугленосна формація ($C_1 ol, vl us, pr, iv, ls, bz, mr$) нижньокам'яновугільного структурного ярусу; 10-15 – формації верхньо-середньодевонського структурного ярусу: 10 – карбонатно-теригенна, місцями моласова ($C_1 ol, hr, kl; D_3 vv, zpb, lt$), 11 – карбонатна ($D_3 rt, mt, zl, rm$), 12 – теригенно-сульфатно-карбонатна ($D_3 pb, D_2 bt, kr, pd, vm, pl, lp$); 13-15 – формації ордовіцько-нижньодевонського структурного ярусу: 13-14 – глинисто-карбонатна (13 – сіроколірна граптолітова вапняково-аргілітова підформація ($D_1 sl, S_2-D_1 tm, S_2 gč, ml, nv, ol, zb, tr, gr, S_1 kl$), 14 – вапнякова підформація ($S_2 ks, rd, vt, lg, gr, tr, sb, S_1 kr, šg$), 15 – конгломерат-піщовикова-вапнякова ($O_2 gr, O_1 sm_1$), вапнякова ($O_2 pč, O_1 sm_2$); 16-18 – формації верхньовендсько-кембрійського структурного ярусу: 16 – трансресивна глинисто-піщовикова ($E_3 vr, E_2 gt, lc, E_2 or, dm, lb, sv$), глинисто-піщовикова з глауконітом ($E_1 rv, st$), 17 – алевроліт-піщовикова строкатоколірна ($V_2 žt, rk$), 18 – вулканоміктова глинисто-конгломерат-піщовикова ($V_2 kl, rz, bz$); 19-22 – формації рифейсько-нижньовендського структурного ярусу: 19 – трапова ефузивна ($V_1 zb, bb, lč, zr, jk$), 20 – трапова інтрузивна ($vV_1 ht$), 21 – кластогенно-глинисто-піщовикова ($V_1 gb, br$), 22 – червоноколірна глинисто-піщовикова ($R_{2-3} rm, R_3 pc, zb$); 23 – нижньопротерозойські формації кристалічного фундаменту: гнейсова ($PR_1 gn$), ортоамфіболітова (am $PR_1 gr$), гнейсовидних гранітоїдів (qm- $\gamma\delta$ - γ - γ -m $PR_1 km$); 24 – меланж складного походження (брекчієпрояви); 25 – ізолінії домезозойської поверхні. Волинське палеозойське підняття показано кольорами

Tectonic scheme of Volyn Paleozoic Rising and its framing

1-4 – faults: 1 – the main valid, 2 – main probable, 3 – end Secondary valid, 4 – end Secondary probable (the numbers in the squares: 1 – Lagozhansky, 2 – Kortelsky, 3 – Ratnivsky, 4 – West-Ratnivsky, 5 – Schitinsky, 6 – Sirchansky, 7 – Katushsky, 8 – Bronnitsky, 9 – Kamin-Kashira, 10 – Politsky, 11 – Krimnivsky, 12 – Datinsky, 13 – Zamshansky, 14 – Novochervyschansky, 15 – Pulminetsky, 16 – Zabolotivsky, 17 – Teklinsky, 18 – Gransky, 19 – Smidinsky, 20 – Steblensky, 21 – Lyubomlsky, 22 – Kratsky, 23 – Tulichivsky, 24 – Volodymyr-Volynskiy, 25 – Krasnostavsky, 26 – Kuhotskovolsky, 27 – Bilsky); 5-7 – plicated structure: 5 – brachyantyclines (numbers in circles: 1 – Ratnenska, 2 – Hoteshivska, 3 – Katushska, 4 – Shacka, 5 – Teklinska, 6 – Lyubomlska, 7 – Turyska, 8 – Ovadnivska, 9 – Krychevytska, 10 – Volodumirivska, 11 – Lokachivska); 6 – brachysinclines (figures in circles: 1 – Zalisynska, 2 – Doshnivska, 3 – Holovnyanska, 4 – Ladin-Smidenska, 5 – Bilashivska, 6 – Solovytska, 7 – Podgorodna, 8 – Krylyvetska, 9 – Bubno-Holobska); 7 – flexures (the numbers in the triangle: 1 – Mosyrka, 2 – Ustylug-Holobska); 8 – tectonic blocks that bounded by major faults: I – Divynsky, II – Girnitsky, III – Postupelsky, IV – Richytsko-Brodivsky, V – Schedrohirsky, VI – Katusky, VII – Lyubeshovsky, VIII – Hoteshivsky, IX – Veryhynsky, X – Polytsky, XI – Tomaszewsky, XII – Zalisynsky, XIII – Nikolsky, XIV – Holovnyansky, XV – Chevelsky, XVI – Lyubomlsky, XVII – Lukivsky, XVIII – Kovelsky, XIX – Ovadnivsky; 9 – formation of clay-sandstone-coal-bearing ($C_1 ol, vl us, pr, iv, ls, bz, mr$) structural storey of lower Carboniferous; 10-15 – formation of structural storey of upper-middle Devonian: 10 – carbonate-siliciclastic, places molasa ($C_1 ol, hr, kl; D_3 vv, zpb, lt$), 11 – carbonate ($D_3 rt, mt, zl, rm$), 12 – terrigenous-sulfate-carbonate ($D_3 pb, D_2 bt, kr, pd, vm, pl, lp$); 13-15 – formation of structural storey of Ordovician-lower Devonian: 13-14 – clay-carbonate (13 – under formation of grey graptolite-limestone-argillites ($D_1 sl, S_2-D_1 tm, S_2 gč, ml, nv, ol, zb, tr, gr, S_1 kl$), 14 – under formation of limestones ($S_2 ks, rd, vt, lg, gr, tr, sb, S_1 kr, šg$), 15 – conglomerate-sandstones-limestone ($O_2 gr, O_1 sm_1$), limestones ($O_2 pč, O_1 sm_2$); 16-18 – formation of structural storey of upper Vendian-Cambrian: 16 – transgressive clay-sandstone ($E_3 vr, E_2 gt, lc, E_2 or, dm, lb, sv$), clay-sandstone with glauconite ($E_1 rv, st$), 17 – siltstone-sandstone, motley ($V_2 žt, rk$), 18 – volcanoclastic clay-conglomerate-sandstone ($V_2 kl, rz, bz$); 19-22 – formation of structural storey of lower Vendian – Riphean: 19 – traps effusive ($V_1 zb, bb, lč, zr, jk$), 20 – intrusive traps ($vV_1 ht$), 21 – clastogenic-clay-sandstone ($V_1 gb, br$), 22 – by red clay-sandstone ($R_{2-3} rm, R_3 pc, zb$); 23 – formations of basement of lower proterozoic: gneiss ($PR_1 gn$), orthoamphibolites (am $PR_1 gr$), gneissose granites (qm- $\gamma\delta$ - γ - γ -m $PR_1 km$); 24 – melange of sophisticated origin (breccia manifestations); 25 – isolines of the pre mesozoic to the surface. Volyn Paleozoic Rising displayed colors

Досліджувана структура спочатку була відомою як Брест-Ковельське (Г.Х. Дікенштейн), Волино-Брестське підняття (П.Л. Шульга), а пізніше через невідповідність географічного положення і часу становлення В.М. Шестопаловим [Шестопалов, 1971], Б.І. Власовим, Б.Я. Воловник [Геотектоніка..., 1990] була перейменована у Волинське палеозойське підняття.

Останніми роками інтерес до тектоніки ВППД зріс у зв'язку з його ключовою роллю в розумінні геодинаміки північно-західної частини Волино-Подільської плити в протерозої і палеозої. Разом з тим питання про його геологічні межі, структурні і формаційні особливості, тектонічну природу до теперішнього часу залишаються до кінця не з'ясованими і дискусійними [Геотектоніка...,

1990; Мельничук, 2014; Тектонічна..., 2007; Шестопалов, 1971]. Для розширення існуючих уявлень про геологічну будову та історію розвитку ВВПд виникла потреба в узагальненні попередніх і новітніх геологічних матеріалів на засадах структурно-формаційного аналізу. Актуальність виконаного дослідження зумовлена ще й тим, що у ВВПд виявлені численні прояви самородної міді з супутньою благороднометалевою мінералізацією [Приходько та ін., 2010], а також прояви поліметалів і вуглеводнів, для оцінки перспективності яких потрібна надійна тектонічна основа.

Структурно-формаційний аналіз і тектонічне районування домезозойських утворень ВВПд виконували в різний час автори геологозйомочних звітів з глибинного геологічного картування (В.Л. Приходько та ін., 1988; В.Ф. Судовцев та ін., 1990), групової геологічної зйомки (Я.О. Косовський, 1992; Ф.О. Гречко, В.Г. Мельничук та ін., 2005) та геологічного довивчення площ (Ф.О. Гречко, В.Г. Мельничук та ін., 2008) в межах окремих аркушів масштабів 1:200 000 та 1:50 000. Наукове узагальнення результатів структурно-формаційних побудов цих авторів для ВВПд як цілісної тектонічної структури не здійснювалось і в літературних джерелах не висвітлювалось. Розглянуті в даній статті результати структурно-формаційного аналізу домезозойських утворень ВВПд базуються на усталених методичних засадах, розроблених для платформ вітчизняними дослідниками [Геотектоніка..., 1990; Знаменская, Чебаненко, 1985; Тектонічна..., 2007; Шестопалов, 1971] з урахуванням праць по цій тематиці зарубіжних вчених [Геология..., 2001].

Структурно-формаційні яруси ВВПд та його обрамлення

В будові ВВПд приймають участь палеопротерозойський кристалічний фундамент і мезопротерозойсько-палеозойський структурний поверх осадового чохла, поховані під потужними (до 300 м) відкладами кам'яновугільної (на західному обрамленні), юрської, крейдової, палеогенової та четвертинної систем. Кристалічний фундамент ВВПд загалом молодший за віком, має суттєві відмінності у формаційному складі та більш напружену блокову деформаційну

структуру, ніж фундамент в його обрамленні [Мельничук, 2014].

Мезопротерозойсько-палеозойський поверх чохла у ВВПд поділяється на три структурно-формаційних яруси: рифейсько-нижньовендський, верхньовендсько-кембрійський, ордовицько-нижньодевонський, які відрізняються між собою формаційним складом, деформованістю і структурними планами. В будові обрамлення ВВПд, окрім того, виокремлені середньо-верхньодевонський та нижньокам'яновугільний яруси, що відсутні у ВВПд і своїм поширенням окреслюють ЛЛППр прогин. Нижньокам'яновугільні відклади, що перекривають ВВПд з південного заходу, залягають на різних формаціях верхньовендсько-кембрійського та ордовицько-нижньодевонського ярусів з чітким стратиграфічним і структурним (кутовим та азимутальним) неузгодженнями.

Архейсько-палеопротерозойський (ранньокарельський) кристалічний фундамент в обрамленні ВВПд розкритий тільки одиничними свердловинами. Його прийнято [Геотектоніка..., 1990; Тектонічна..., 2007] відносити до таких структурних елементів: Львівського блока – на півдні, Волино-Поліського (Осницько-Мікашевицького) вулканоплутонічного поясу – на південному сході, Білорусько-Прибалтійського гранулітового поясу – на північному заході. З північного сходу фундамент ВВПд ідентифікується з Центральнобілоруською шовною зоною (ЦБШЗ), яка на південний захід поширюється, вірогідно, аж до границі Східноєвропейської платформи.

У Львівському блоці кристалічний фундамент опущений в південно-західному і південному обрамленнях ВВПд до абсолютних позначок – 1500-4000 м. Тут, на південь від Володимир-Волинського розлому в інтервалі глибин 3977-3920 м свердловиною Володимир-Волинська-1 розкриті біотитові і біотит-амфіболові сланці, а також гіперстен-роговообманкові породи [Геотектоніка..., 1990]. Останні, на наш погляд, можуть бути зіставлені з гранулітами нижньоархейської дністровсько-бузької серії [Кореляційна..., 2004]. За геофізичними даними тут також можливе поширення габроїдів юрїївського і гранітоїдів тетіївського комплексів пізнього архею [Кореляційна..., 2004].

Найближче до ВППд у межах Волино-Поліського (Осницько-Мікашевицького) вулканоплутонічного поясу у свердловині Луцьк-1 на глибині 2404,0 м розкриті бластомілоніти граніту, а у св. 2191 на глибині 1178,0-1193,5 м – крупнозернисті рожево-сірі граніти [Геотектоника..., 1990], порівнянні з гранітоїдами осницького інтрузивного комплексу (2000-1980 млн років) Українського щита [Кореляційна..., 2004]. За геофізичними даними тут також ймовірно поширення лептитів нижньопротерозойської клесівської серії.

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

Палеопротерозойський (пізньокарельський) кристалічний фундамент ВППд на домезозойську поверхню виступає в межах України в ядрі Ратнівської брахіантикліналі, а за її межами – в ядрах Славатицької (Польща) і Хотиславської (Білорусь) антикліналей. Максимальна абсолютна позначка його поверхні (20 м) фіксується в Ратнівській брахіантикліналі (с. Гірники).

В межах розкритих свердловинами виступів субстратом фундаменту є гнейсова і ортоамфіболітова (гірницька асоціація) формації палеопротерозойського віку, які збереглися у вигляді останців серед формації гнейсовидних гранітоїдів (комаровська асоціація).

Гнейсова формація за геофізичними даними поширена по всій території досліджень і складена гнейсами, лептитоподібними гнейсами, кристалічними сланцями. Абсолютний вік гнейсів визначений прямим термоіонним методом по цирконах, коливається в межах 1,92-1,90 млрд років [Мельничук..., 2014].

Ортоамфіболітова формація представлена амфіболітами, які зберігають ознаки основних плутонічних порід. Дані породи метаморфізовані в амфіболітовій фації і мігматизовані.

До формації гнейсовидних гранітоїдів належать гнейсуваті і порфіробластові породи: кварцові діорити, гранодіорити, біотитові граніти, а також лейкограніти та мігматити. Вік цих порід, визначений по цирконах пря-

мим термоіонним методом, коливається в межах 1,89-1,54 млрд років [Мельничук, 2014], що узгоджується з часом утворення гранітоїдів бобовнянського і вигонівського комплексів ЦБШЗ [Геологія..., 2001], на продовженні якої знаходиться ВППд.

Гнейсовидні гранітоїди прорвані дайками мікрогабро добровської асоціації.

Рифейсько-нижньовендський (ранньобайкальський) ярус осадового чохла широко виступає на домезозойську поверхню в брахіантикліналях Прип'ятського і Турійського валів. Даний ярус включає два під'яруси: рифейський і нижньовендський.

Рифейський під'ярус є базальним у чохла Волино-Подільської плити. Він представлений поліською серією (глинисто-піщавою червоноколірною формацією), що виповнює авлакогенний Волино-Поліський прогин. Положення абсолютної позначки її покрівлі змінюється від +50 до –1250 м. Порооди даної формації виступають на домезозойську поверхню в ядрах Ратнівської і Хотешівської антикліналей, де залягають з різким неузгодженням на гетерогенному кристалічному фундаменті. Розріз поліської серії (потужністю до 840 м) складений трьома світами – ромейківською, полицькою, жобринською, і загалом відповідає північно-західній крайовій і центральній частинам Волино-Поліського прогину [Геотектоника..., 1990].

Нижньовендський під'ярус представлений потужною (до 575 м) теригенно-вулканогенною волинською серією, палеоструктури якої мають поперечний до Волино-Поліського прогину північно-західний структурний план. В його основі з неузгодженням залягає базальна кластогенно-глинисто-піщавою формація (горбашівська, локально бродівська світи). Трапова формація, що лежить вище, належить до Брестсько-Волинської структурно-фаціальній зони (СФЗ) Біловезько-Подільської трапової провінції і поділяється на Західну, Центральну і Східну підзони. Вона включає підформації олівінових базальтів (заболоттівська світа), толейтових базальтів (бабинська та лучичівська світи), титанистих плато-базальтів (якушівська і зорянські верстви ратнівської світи). З титанистими ефузивами якушівських верств, ймовірно, комагматично пов'язані субвулканічні сили підформації титанистих

габро-долеритів раннього венду, що поширені у рифейському структурному під'ярусі. В трапах містяться стратиформні поклади самородної міді із супутньою благородно-металевою мінералізацією [Приходько та ін., 2010]. В межах ВППд поширені переважно трапові комплекси Західної і Центральної структурно-фаціальних підзон, які характеризуються максимальною повнотою трапового розрізу і найширшим розвитком ефувивних фацій.

Верхньовендсько-кембрійський (пізньобайкальський) ярус (близько 900 м) представлений теригенними формаціями, що характеризують різні стадії і фаціальні зони розвитку Дністровського перикратонного прогину, але не відображають тектонічної активності ВППд. Вулканоміктова глинисто-конгломерат-пісковикова (бузацька, розницька та колківська світи) формація на досліджуваній території є фрагментом латерального ряду трансгресивного зміщення прибережно-морських фацій Одесько-Ковельської затоки. Центральна і західна частини ВППд по відношенню до цієї затоки були сушею. Алевроліт-глинисто-пісковикова строкатоколірна формація (канилівська серія) в Чевельському, Голованьському, Нікольському, Луківському та Любомльському блоках з глибоким розмином залягає на траповій формації нижнього венду, що свідчить про трансгресивне розширення Одесько-Ковельської затоки на захід. Глинисто-пісковикова (з глауконітом) формація відповідає морським (затоким) відкладам Ковельсько-Рівненської СФЗ балтійської серії нижнього кембрію. Трансгресивна глинисто-пісковикова формація включає бережківську, смолярську і кратівську серії кембрію, які в Капленсько-Бродівській і Страдецько-Ухивецькій СФЗ [Легенда..., 1995] Дністровського перикратонного прогину характеризують різні фаціальні умови шельфу, що поглиблювався на захід. В кембрійських відкладах досліджуваного району поширена сфалерит-галенітова мінералізація, а серед на шарувань кембрію, ордовіку і силуру трапляються виділення бітуму.

Ордовіцько-нижньодевонський (каледонський) ярус на домезозойському зрізі складає ядра синформних структур. В основі ярусу знаходиться малопотужна (до 4 м)

конгломерат-пісковикова-вапнякова формація нижнього ордовіку. Нижньо- та середньордовіцькі відклади, представлені виживською серією, віднесені до вапнякової формації. Основний об'єм ярусу припадає на глинисто-карбонатну формацію силуру – нижнього девону, в будові якої тектонічна активність ВППд також не відображена. В системі Дністровського перикратонного прогину зазначені формації у Львівсько-Коломийській СФЗ [Легенда..., 1995] мають значну (до 745 м) загальну потужність, глинисту доміную і характеризують геодинамічні умови континентального схилу (граптолітова вапняково-аргілітова підформація), а у Ковельсько-Хотинській СФЗ – порівняно меншу (190-365 м) потужність, переважно вапняковий склад і відкладались в умовах шельфу, рифогенних споруд та мілководдя (вапнякова підформація). З сіроколірною граптолітовою вапняково-аргілітовою підформацією силуру нижнього девону, на думку автора, можуть бути пов'язані перспективи на сланцевий газ.

Середньо-верхньодевонський (ранньогерцинський) ярус (до 1200 м) репрезентують відсутні у ВППд осадові формації ЛЛППр (знизу вгору): середньо-верхньодевонська теригенно-сульфатно-карбонатна, верхньодевонська карбонатна морська та верхньодевонсько-нижньокам'яновугільна (по нижній візі включно) карбонатно-теригенна (місцями моласова) формації. Нижня з них зі стратиграфічним і азимутальним неузгодженнями залягає на різновікових товщах нижнього девону та силуру, а верхня в обрамленні ВППд містить конгломерати загальною потужністю близько 300 м (літовезька, західнобутьська та володимирволинська світи), для яких областю живлення в пізньому девоні було, очевидно, саме ВППд. Каолінітові теригенні відклади нижньовізейської куличківської світи, що вінчає ярус, відображають процеси утворення кори вивітрювання, які, ймовірно, відбувались на території ВППд на межі девону і карбону.

Нижньокам'яновугільний (пізньогерцинський) ярус (до 980 м) належить до ЛЛППр і своїм поширенням окреслює ВППд з півдня та заходу. Його складає глинисто-пісковикова вугленосна формація середньовізейсько-башкирського віку, яка з боку

ЛЛППр з чітким стратиграфічним і структурним (кутовим та азимутальним) неузгодженнями трансгресивно перекриває різні структурно-стратиграфічні рівні верхньовендсько-кембрійського та ордовицько-нижньодевонського ярусів ВППд, консервуючи розглянуті нижче ранньогерцинські складчасто-блокові структури. Нашарування ярусу мають слабкий моноклінальний нахил на південь та південний захід і місцями зміщені розломами, відновленими у пізньогерцинську фазу тектогенезу.

Меланж складного генезису (mD₃-J₂) уворює окремі субвертикальні тіла в зонах розломів субширотного простягання в основному у східному обрамленні ВППд (Кухітсько-Вольський, Серхівський, Чорторійський, Куликовицький брекчієпрояви, що інтерпретувались [Геотектоника..., 1990] як вибухові та одне тіло в межах ВППд – Поступельський брекчієпрояв). Повсюди навколо брекчієвих тіл і серед самих брекчій фіксуються зони мілонітизації і дзеркала ковзання. Цемент меланжу теригенний. В будові меланжу приймають участь уламки (від жорстких до брилових) найрізноманітніших порід, в тому числі доломітів, вапняків з фауною та вапнистих пісковиків із залишками рослин, ймовірно, середньодевонського віку, аналоги яких знаходяться в автохтонному заляганні серед нашарувань мезопротерозойсько-палеозойського чохла району. Меланж подекуди консервується середньовисхідною карбонатно-теригенною товщею.

Деформаційна структура ВППд та його обрамлення

Деформаційна структура кристалічного фундаменту ВППд визначається його дрібноблоковою будовою (всього виділяється 19 основних тектонічних блоків) і є загалом складнішою, ніж в обрамленні підняття. Про це свідчать сильніша диференційованість гравімагнітного поля і помітно більша кількість розривних порушень північно-східного простягання в межах ВППд. Геологічні тіла і гнейсуватість порід у кристалічному фундаменті мають переважно північно-східне простягання і круті кути падіння. В місцях розривних порушень кристалічні породи зазнали подрібнення, мілонітизації і діафтолізу.

Деформаційна структура розглянутих вище рифейсько-нижньовендського, верхньовендсько-кембрійського та ордовицько-нижньодевонського ярусів у межах ВППд в загальних рисах спільна і визначається поширенням пологих брахіформних складок і крутонахилених розривних порушень діагональних та ортогональних систем. Однак рифей-нижньовендські утворення порушені розломами і тріщинами загалом сильніше. Розривні порушення серед них, як правило, залічені гідротермальними мінералами, а зміщення границь стратонів нижнього венду в ряді випадків не поширюються у відклади верхнього венду, які залягають на різних стратиграфічних рівнях нижнього венду трансгресивно і з глибоким розмивом.

Плікативні структури ВППд представлені пологими брахіантикліналями (горст-антикліналями), брахісинкліналями (мульдами), сідловинами, флексурами, монокліналями. Ці структури не завжди проявляють тісний зв'язок з блоковою тектонікою. Окремі розломи, горсти і грабени по відношенню до них мають накладений характер. Загалом, плікативні структури належать до складок штампового типу і відображають вертикальні переміщення тектонічних блоків, у межах яких вони знаходяться.

Найбільшими позитивними плікативними структурами, ускладнюючими ВППд, є Прип'ятський і Турійський вали, побудовані низкою брахі- і горст-антикліналей – Ратнівською, Хотешівською, Теклинською, Оваднівською та ін. Порівняно великими плікативними структурами є також Шацька і Любомльська антикліналі, негативними – Головніанська, Дошнівська, Заліська, Білашівська, Ладинь-Смідинська брахісинкліналі та ін.

Прип'ятський вал [Семененко та ін., 1976] характеризується широтним простяганням, має ширину до 50 км і довжину понад 150 км, відкритий на схід. Складовими валу в межах України є Хотешівська і Ратнівська брахіантикліналі, які мають в плані близьку до ізометричної форму. Крила в них периклінально нахилені під кутами 2-15°. В центральній частині валу виділяється Луківсько-Ратнівська горстова зона, що об'єднує кілька субширотних горстів в ядрах зазначених антикліналей. Умовними його контурами на домезозойській поверхні обрано

границю поширення венду і кембрію (див. рисунок), яка, загалом, відповідає флексурним перегинам нашарувань осадового чохла.

Турійський вал має меридіональне простягання. Знаходиться на північному продовженні Радехівської зони розломів. Умовними його межами обрано границю поширення відкладів кембрію й ордовіку (або силуру). Він представлений Теклинською та Оваднівською брахіантикліналями, які утворюють структурну сідловину з Турійською антикліналлю в центрі. Крила антикліналей дещо асиметричні через різну величину нахилу, кути їх нахилу зазвичай не перевищують $5-10^{\circ}$, а поблизу розломів можуть сягати $30-45^{\circ}$.

Брахісинкліналі ВППд співрозмірні з брахіантикліналями і відображають полого центриклінальне замикання нашарувань чохла з кутами падіння $1-2^{\circ}$ в центрі і до 10° на крилах. В їхніх ядрах зазвичай поширені відклади верхнього силуру та нижнього девону, які із структурним неузгодженням перекриваються нижнім карбоном і разом з ним зрізаються розломами.

Значний розвиток на досліджуваній території розломів обумовлює наявність тут, поряд зі складками і монокліналями, флексур, з яких найбільш чітко вираженими є Мосирська та Устилуґ-Голобська.

Диз'юнктивні структури ВППд групуються в чотири системи: північно-східну, південно-західну, субширотну та субмеридіональну. Зміщувачі розломів відбиваються в градієнтах геофізичних полів та абсолютних позначок досліджуваних поверхонь домезозойських, нижньовендських і дорифейських утворень, а також у зміщенні сейсмо-стратиграфічних границь. Окремі зміщувачі розкриті свердловинами. Головними є крутонахилені розломи діагональної й ортогональної систем, що обмежують 19 головних тектонічних блоків. Серед них виділяються Вижівсько-Мінська, Стохідсько-Могилівська і Заболоттівсько-Бузька тектонічні зони діагонального напрямку та Луківсько-Ратнівська горстова зона субширотного простягання. До окремих розломів і тектонічних зон приурочені ерозійно-тектонічні депресії та грабени, в яких збереглися від передсеноманського розмиву середньо-верхньорьські відклади.

Розривні структури північно-східного простягання успадковують структурний план кристалічного фундаменту. Вони функціонували, ймовірно, ще з палеопротерозою і були відновлені в герцинській етап тектогенезу. До головних міжблокових розломів належать Камінь-Каширський, Щитинсько-Теклинський, Річицький, Кримнівський, Новочервищанський, Стохідський, Красноставський та ін., паралельні регіональним Мінсько-Вижівський і Могилів-Стохідській тектонічним зонам. Переміщення по них мають шарнірний характер. Максимальні амплітуди тектонічних зміщень (до 500 м) фіксуються по Щитинському розлому в Мінсько-Вижівській зоні та Новочервищанському розлому (близько 200 м) в системі Стохідсько-Могилівської зони.

Розривні структури північно-західного простягання мають гірше вираження і фіксуються фрагментарно. Деякі з них закладені в ранньому венді, супроводжувались проявами трапового магматизму і вибірково були відновлені в герцинській етап тектогенезу. Найбільш представницькими серед них є Гранський розлом у системі Заболоттівсько-Бузької тектонічної зони, а також паралельні їй Кортельський, Бронницький, Любомльський, Смідинський розломи. Амплітуда вертикальних переміщень по Гранському розлому сягає 400 м, а по Любомльському – 1250 м.

Розривні структури субширотного простягання мають найчіткіше вираження. 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. У зміщувачі Лагожанського розлому тут розкритий тектонічний меланж (Поступельський брекчіє-прояв), представлений уламками порід чохла віком від рифею до девону включно. По Володимир-Волинському, Кратівському, Любомльському розломах спостерігається зміщення не тільки докам'яновугільних

утворень ВППд, а і нашарувань нижнього карбону в межах Люблінсько-Львівського прогину.

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

Пологі розривні порушення в мезопротерозойсько-палеозойському структурному поверсі осадового чохла фіксуються за трищинуватим і катаклазованим керном свердловин. На поверхнях тріщин спостерігаються численні дзеркала ковзання, на яких штриховка орієнтована полого, часто майже по нормалі до осі керна. Геологічне картування пологих тектонічних порушень в умовах глибокого поховання проблематичне.

В районі виділяється також низка лінеаментних *дугових і кільцевих структур* різних порядків, досліджених іншим автором [Радзівіл, 2009].

Деформаційна структура обрамлення ВППд загалом простіша, ніж в самому піднятті. В південно-східному і південному обрамленнях підняття спостерігається відкритий на південний захід Бубно-Голобський периферійний прогин, ускладнений низкою флексурних перегинів і локальних підняттів (Локачинське, Володимирське та ін.) та переважно діагональних розривних порушень. У його будові на домезозойському зрізі послідовно з північного сходу на південний захід приймають участь нашарування всіх розглянутих вище структурних ярусів домезозойського чохла: від рифейсько-нижньовендського по нижньокам'яновугільний включно. Останній залягає на середньо-верхньодевонському ярусі зі структурними неузгодженнями, частково консервуючи зазначені локальні підняття, прогини та окремі розривні порушення в досередньовізейській основі.

Основні цикли і фази тектонічного розвитку ВППд

В історії становлення та формування ВППд, як і сусідніх структурних елементів ВППл, можна виділити такі цикли тектонічного розвитку з різною динамікою тектоно-магматичних процесів у протерозої і палеозої.

На початку **карельського циклу** в ранньому протерозої між архейськими праматериками Сарматією і Феноскандією, ймовірно, існувала Центральноруська структура геосинклінального типу [Геологія..., 2001]. В її межах відбувалось виверження основних магм (гірницька асоціація ортоамфіболітів) і накопичення потужної теригенної формації (гнейсова товща). *В ранньокарельську фазу тектогенезу (1,92-1,90 млрд років) у результаті складчастості та регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової фації зазначені базитові та осадові товщі були перетворені в амфіболіт-гнейсовий метаморфічний комплекс, що на території Білорусі є головною складовою ЦБШЗ. В пізньокарельську фазу (1,89-1,54 млрд років) відбувся ультраметаморфізм порід амфіболіт-гнейсового комплексу і подальша їх гранітизація, в результаті чого утворилась комаровська асоціація гнейсовидних гранітоїдів. Дана стадія знаменується колізією континентальних сегментів Сарматії і Феноскандії, остаточне об'єднання яких в спільний блок фундаменту кратону відбулось близько 1,7 млрд років тому [Геотектоніка..., 1990]. Внаслідок тектоно-магматичної активізації кратонізованої території в кінці раннього протерозою спостерігались процеси діафорезу і катаклазу супракrustальних комплексів, а також вторгнення дайок мікрогабро добровської асоціації. В цю стадію відбувались переміщення блоків кристалічного фундаменту по розломах діагональних і ортогональних систем.*

На початку **байкальського циклу** в мезо- і неопротерозої доплитна стадія розвитку району відбувалася в активному геодинамічному режимі і спочатку була пов'язана з формуванням авлакогенного ВППр, виповненого середньо-верхньорифейською поліською серією. Пізніше, в ранньому венді на території ВППд в повному обсязі проявився траповий вулканізм, що призвів до формування волинської серії. *В ранньобайкальську фазу тектогенезу внаслідок висхідних блокових переміщень кристалічного фундаменту нашарування рифейсько-нижньовендського ярусу були порушені розломами діагональних систем і в західній частині ВППд зазнали часткового розмиву.*

В наступні **пізньобайкальський і каледонський цикли** починаючи з пізнього венду по ранній девон включно територія ВППд розвивалась в пасивному (плитному) геодинамічному режимі. Тут накопичувались переважно шельфові теригенні і карбонатні формації, що характеризують різні стадії розвитку Дністровського перикратонного прогину.

Герцинський цикл тектонічного розвитку знаменується активізацією тектонічних преміщень блоків земної кори в регіоні. Складчасто-блокові структури ВППд, що спільно деформують всі докам'яновугільні яруси мезопротерозойсько-палеозойського чохла, консервуються нашаруваннями нижнього карбону (візейський ярус, середній під'ярус) і утворились, ймовірно, в *ранньогерцинську (бретонську) фазу* тектогенезу. В цей час (з кінця девону до початку раннього карбону включно) територія ВППд зазнавала підняття і денудації, про що свідчить наявність в південно-східному обрамленні підняття потужних верхньодевонських моласових відкладів (конгломерати літовезької, західнобубської та володимир-волинської світ). Тоді ж, ймовірно, в результаті виповнення колювієм субширотних щілинно-грабенівих структур подекуди розпочалось формування меланжу осадово-тектонічного походження. В *пізньогерцинську фазу* тривала активізація субширотних розломів, по яких в обрамленні ВППд відбулося зміщення і нижньокам'яновугільних нашарувань чохла. До середньої юри поверхня домезозойських утворень була пенепленом, на якій утворились доюрські кори вивітрування.

Висновки

1. Волинське палеозойське підняття в межах України – це чітко виражена позитивна складчасто-блокова тектонічна структура, яка відрізняється від сусідніх тектонічних елементів Волино-Подільської плити

Список літератури / References

1. *Геология Беларуси* / под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Geology Belarusians, 2001 / For order A.S. Mahnach, R.G. Garetsky, A.V. Matveev. Minsk: Institut Geologicheskikh nauk Belarusi, 815 p. (in Russian).

відсутністю в його будові відкладів від середнього девону по нижню юру включно, більшою деформованістю домезозойських утворень, особливостями формаційного складу і віку порід як дорифейського кристалічного фундаменту, так і неопротерозойсько-палеозойського чохла.

2. Породні асоціації палеопротерозойського (пізньокарельського) кристалічного фундаменту ВППд за будовою, віком і речовинним складом близькі до плутоно-метаморфічних комплексів ЦБШЗ. Тому їх слід відносити до Волинсько-Двінського транс-регіонального міжгеоблокового поясу (між Феноскандійським і Сарматським мегаблоками).

3. Формаційні латеральні особливості рифейсько-нижньовендського, верхньовендсько-кембрійського, ордовіцько-нижньодевонського структурних ярусів не проявляють помітного зв'язку із структурними елементами та межами ВППд, а зумовлені переважно структурно-фаціалью зональністю автономних Волино-Поліського авлакогенного та Дістровського перикратонного палеопротегинів. Разом з тим у будові вендських розрізів у межах ВППд фіксуються аномальна активність трапових вивержень, а також локальні різновікові підняття та розмиви, які вказують на суттєву геодинамічну активність цієї території у ранньому і на початку пізнього венду.

4. Своїм походженням і напруженою плікативно-блоковою деформаційною структурою ВППд, очевидно, завдячує неодноразовій тектонічній активізації пізньокарельського кристалічного фундаменту на продовженні мобільної ЦБШЗ. Тектонічні переміщення фундаменту в межах ВППд проявились у ранньобайкальську і чітко відбилися в складчасто-блокових деформаціях чохла у ранньогерцинську (бретонську) фази тектогенезу. Сучасної амплітуди розривні порушення набули у пізньогерцинську фазу.

2. *Геотектоника Волино-Подоллии* / отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.

Geotektonika of Volyn-Podolia, 1990 / Managing ed. I.I. Chebanenko. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).

3. Знаменская Т.А., Чебаненко И.И. Блоковая тектоника Волино-Подольи. Киев: Наук. думка, 1985. 155 с.

Znamenskaya T.A., Chebanenko I.I., 1985. Block tectonics of Volyn-Podolia. Kiev: Naukova Dumka, 155 p. (in Russian).

4. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Київ: УкрДГРІ, 2004.

Chronostratigraphic correlation chart of Early Precambrian of Ukrainian Shield. Kyiv: UkrDGRI, 2004 (in Ukrainian).

5. Мельничук Г.В. Палеопротерозойський кристалічний фундамент Волинського палеозойського підняття: особливості будови та геологічної історії. Геол. журн. 2013. № 4 (345). С. 24-32.

Melnychuk G.V., 2013 Paleoproterozoic Crystalline Basement of Volyn Paleozoic Rising: Characteristics of Geological Structure and History. *Geologichnyy zhurnal*, № 4 (345), p. 24-32 (in Ukrainian).

6. Легенда к Государственной геологической карте Украины Волино-Подольской серии листов 1:200 000. Ровно, 1995. 20 с.

Legend to the State Geological Map of Ukraine of Volyn-Podolsk series sheets – 1:200 000. Rovno, 1995. 20 p. (in Russian).

7. Приходько В.Л., Мельничук В.Г., Матеюк В.В. та ін. Перспективність нижньовендської трапової формації Волинського рудного району на промислові концентрації самородної міді. *Мінер. ресурси України*. 2010. № 1. С. 4-11.

Prihodko V.L., Melnychuk V.G., Mateyuk V.V. et al., 2010. The prospect of the Lower Vendian trap formation of Volyn ore district for industrial concentration of native copper. *Mineralni resursy Ukrainy*, № 1, p. 4-11 (in Ukrainian).

8. Приходько В.Л., Михницкая Т.П., Рябенко В.А. Палеоструктуры траппового вулканизма Лу-

ковско-Ратновской горстовой зоны и перспективы поисков богатых концентраций самородной меди. *Там же*. 2006. № 3. С. 7-11.

Prihodko V.L., Mihniatskaya T.P., Ryabenko V.A., 2006. Paleo structure of trap volcanism of Lukowsko-Ratnenska horst zone and prospects to searching rich concentrations of native copper. *Ibid.*, № 3, p. 7-11 (in Russian).

9. Радзівіл В.Я. Структури платформного чохла Волино-Поділля. *Геол. журн.* 2009. № 3 (328). С. 28-40.

Radziwill V.A., 2009. Structure of the platform cover of Volyn-Podolia. *Geologichnyy zhurnal*, № 3 (328), p. 28-40 (in Ukrainian).

10. Семеновко Н.П., Савченко М.А., Клушин В.І. Прип'ятський вал (глибинна структура, магматизм, металоносність). Київ : Наук. думка, 1976. 179 с.

Semenenko N.P., Savchenko M.A., Klushyn V.I., 1976. Pripyat rise (deep structure, magmatism, metal contents). Kyiv: Naukova Dumka, p. 179 (in Ukrainian).

11. Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000. Пояснювальна записка. Ч. 1 / за ред. Д.С. Гурського, С.С. Круглова Київ: УкрДГРІ, 2007. 96 с.

Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1 000 000. Explanatory note. Part 1 / Ed. Gursky D.S., Kruglov S.S. Kyiv: UkrDGRI, 2007. 96 p. (in Ukrainian).

12. Шестопалов В.М. Про структуру Волинського палеозойського підняття. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1971. № 2. С. 123-125.

Shestopalov V.M., 1971 About the structure of Volyn Paleozoic rising. *Dopovidi AN URSSR. Seriya B*, № 2, p. 123-125 (in Ukrainian).

Стаття надійшла
04.03.2014