

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.2.262163>  
УДК 551.71/552.163(477)

## Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 3. Особливості літогенезу і метаморфізму ранньодокембрійських комплексів та їхня тривалість

В.П. Кирилюк\*, О.В. Гайовський

Львівський національний університет ім. Івана Франка, Львів, Україна  
E-mail: Kyrylyuk.V@i.ua; ogayovskyi@gmail.com

\*Автор для кореспонденції

Стратиграфічне розчленування нижнього докембрію від самого початку було нерозривно пов'язане з вивченням метаморфізму. Деякий час ступінь метаморфізму комплексів навіть використовували як ознаку відносного віку. Ця ознака не знайшла підтвердження ізотопним датуванням, після чого ступінь метаморфізму не брали до уваги при стратиграфічному розчленуванні фундаменту щитів. Ступінь метаморфізму комплексів вже давно не враховується і при складанні офіційних стратиграфічних схем докембрію Українського щита, що призвело, на думку багатьох геологів, до створення реальної стратиграфії фундаменту цього регіону.

Автори статті вважають, що ступінь метаморфізму все ж таки може бути використаний при розробці стратиграфії Українського щита. Можливість такого використання метаморфізму розглянуто у циклі наших публікацій. У першій статті наведено характеристику стратиграфії та метаморфізму всіх мегаблоків Українського щита. Показано, що у кожному з мегаблоків більш давні стратигенні комплекси характеризуються більш високотемпературним метаморфізмом. При цьому відмінні риси складу та ступеня метаморфізму стратигенних комплексів, на думку авторів, є відображенням великих послідовних етапів геологічного розвитку Українського щита в ранньому докембрії та можуть бути основою для складання регіональної стратиграфічної схеми на історико-геологічній основі. Варіант регіональної стратиграфічної схеми Українського щита на історико-геологічній основі, складений на рівні комплексів, запропоновано у другій статті циклу. У цій заключній статті розглянуто вірогідні умови та тривалість літогенезу і супутнього метаморфізму різних послідовно сформованих стратигенних комплексів нижнього докембрію. Висловлено уявлення про те, що вихідний дометаморфічний склад комплексів та їх метаморфізм обумовлені температурним станом верхніх оболонок Землі та їхньою спрямованою тепловою еволюцією на ранніх етапах геологічної історії. Передбачається існування безгідросферного, раннього термогідросферного, пізнього термогідросферного та нормогідросферного глобальних етапів літогенезу, тривалістю від 300 до 700 млн років, та тривалого безперервного метаморфізму від 3,8 до 2,0–1,9 млрд років. За цей час було сформовано єдину метаморфічну (палеотемпературну) зональність фундаменту Українського щита, в якій задіяні усі різновікові стратигенні комплекси.

**Ключові слова:** метаморфізм регіональний; стратиграфія; геохронологія; нижній докембрій; Український щит.

Цитування: Кирилюк В.П., Гайовський О.В. Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 3. Особливості літогенезу і метаморфізму ранньодокембрійських комплексів та їхня тривалість. *Геологічний журнал*. 2023. № 2 (383). С. 13–29. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.2.262163>

Citation: Kyrylyuk V.P., Gaiovskyi O.V. 2023. Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of the Ukrainian Shield. Article 3. Features of lithogenesis and metamorphism of the Early Precambrian complexes and their duration. *Geologichnij zhurnal*, 2 (383): 13–29. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.2.262163>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## Вступ

Ця стаття продовжує розпочатий у попередніх публікаціях (Кирилюк, Гайовський, 2022, 2023) розгляд деяких аспектів регіонального метаморфізму Українського щита (УЩ), зокрема особливостей метаморфізму головних стратиграфічних комплексів регіону та можливостей використання цих особливостей для стратиграфічного розчленування фундаменту УЩ. Звернення нами до цього аспекту регіональної геології УЩ зумовлено тим, що вже упродовж тривалого часу такі особливості стратигенних комплексів цього регіону, як тип та ступінь регіонального метаморфізму, зовсім не враховують під час розробки регіональних стратиграфічних схем УЩ та визначення в них вікової позиції метаморфічних комплексів, які у схемах УЩ традиційно фігурують як «серії». У випадках розбіжностей щодо вікових співвідношень серій між геологічними даними й уявленнями, які враховують, у тім числі, й особливості метаморфізму, і результатами ізотопних геохронометричних досліджень останнім віддають беззаперечну перевагу. Така ситуація характерна зараз не лише для УЩ, а й для деяких інших щитів давніх платформ. Був час, коли ступінь метаморфізму вважали безумовною ознакою відносного віку нижньодокембрійських метаморфічних комплексів за принципом: «чим вищий ступінь метаморфізму, тим давніший комплекс». Утім наступними ізотопно-геохронометричними дослідженнями ці уявлення, як загальний підхід, спростовано і таке ставлення до них збереглося дотепер. А в умовах, коли між метаморфічними комплексами УЩ, які вважаються різними стратиграфічними підрозділами у ранзі серій чи комплексів, безпосередні контакти зазвичай відсутні, то тут нібито вже просто не залишається іншого шляху визначення їхньої вікової послідовності, крім ізотопного датування.

Між тим вважаємо, що значення типу й ступеня метаморфізму стратигенних комплексів для цілей регіонального стратиграфічного розчленування та кореляції себе не вичерпало і вони мають враховуватися як під час розробки стратиграфічної схеми УЩ, так і для інтерпретації ізотопно-геохронометричних визначень. Такі можливості показано у попередніх публікаціях (Кирилюк, Гайовський, 2022, 2023).

У першій з них розглянуто стратиграфію і метаморфізм мегаблоків УЩ на рівні стратометаморфічних комплексів та зроблено висновок, що для окремих мегаблоків ступінь метаморфізму комплексів є ознакою їхньої відносної стратиграфічної послідовності. Крім того, черговий раз наголошено, що послідовно сформовані стратометаморфічні комплекси відрізняються не лише своїм метаморфізмом, а й геолого-формаційним складом, що дає змогу розглядати їх як структурно-речовинне відображення різних етапів ранньодокембрійського геологічного розвитку та використовувати під час розробки регіональної стратиграфічної схеми УЩ в якості її історико-геологічної основи. У другій статті (Кирилюк, Гайовський, 2023) після відповідних пояснень та посилань запропоновано підготовлений з позицій історико-геологічного підходу варіант стратиграфічної схеми фундаменту УЩ на рівні комплексів. У подальшому в розгорнутій стратиграфічній схемі можна показати реально досягнутий рівень розчленування комплексів на серії та світи, однак при цьому вікову послідовність комплексів вже не можна змінити.

У цій заключній статті викладено уявлення щодо найімовірнішої, зважаючи на сучасні дані, природи ранньодокембрійських комплексів щитів, початкових умов та тривалості їхнього формування і супутнього метаморфізму. Призначення статті щодо власне стратиграфії полягає в історико-геологічному (модельному геоеволюційному) обґрунтуванні саме такої, як показано у таблиці (Кирилюк, Гайовський, 2023), відносної послідовності комплексів. А уявлення про тривалість літогенезу та метаморфізму, на наш погляд, необхідно враховувати під час інтерпретації результатів ізотопно-геохронометричних досліджень, яка досі просто оминає ці аспекти формування стратометаморфічних комплексів.

## Особливості літогенезу і метаморфізму ранньодокембрійських комплексів

Раніше, у тому числі в попередній публікації, зазначали, що ступінь метаморфізму ранньодокембрійських комплексів добре корелюється з їхнім геолого-формаційним складом (Кирилюк, 1991, 2007, 2013; Кирилюк, Гайовський, 2023).

Це дало підстави одному з авторів висловити припущення про зв'язок обох цих характеристик стратометаморфічних комплексів з умовами їхнього дометаморфічного літогенезу. Спершу це зроблено лише щодо архейських гранулітових комплексів (Кирилюк, 1971), а пізніше ці уявлення поширено на амфіболіто-гнейсові та інші ранньодокембрійські комплекси щитів (Кирилюк, 1977, 1991, 2007, 2013 та ін.). Суть цих уявлень полягає у тому, що і вихідний дометаморфічний склад комплексів, і їхній метаморфізм пов'язані з передбачуваним специфічним початковим температурним станом верхніх оболонок Землі та їхньою спрямованою температурною еволюцією на ранніх етапах геологічної історії.

Нині вже можна вважати доведеним існування початкової високої (+300–500 °C) температури поверхні Землі в ранньому археї (Шульдинер, 1976; Добрецов, 1980; Hansen, 2007 та ін.) та її послідовне зниження, так само як і пов'язане з цим охолодження приповерхневої частини земної кори. Найвірогідніше, саме загальним охолодженням може бути пояснена зміна в геологічному розвитку щитів монофаціального метаморфізму комплексів нижнього і середнього архею поліфаціальним метаморфізмом пізніших нижньодокембрійських комплексів. Щодо відмінностей геолого-формаційного складу та метаморфізму окремих послідовно сформованих комплексів, як монофаціальних, так і поліфаціальних, то вони могли бути пов'язані вже не з самим охолодженням, а з наслідками охолодження зовнішніх оболонок Землі, а саме – зі зміною умов вулканогенно-осадового літогенезу на її поверхні та з впливом складу сформованих осадів на регіональний метаморфізм. У стислому вигляді загальна модель еволюції ранньодокембрійського літогенезу та метаморфізму уявляється у такому вигляді.

1. Передбачається, що нагромадження вихідних товщ ранньоархейських *грануліто-гнейсових комплексів* відбувалося в «сухих» субаеральних (безгідросферних) умовах, які подібні до тих, що існують нині на поверхні планети Венера (Кирилюк, 1971; Планета..., 1989; Hansen, 2007). Їхнє утворення могло відбуватися шляхом: а) фізичного і хімічного звітрювання, еолового перенесення та нагромадження продуктів звітрювання, б) вулканізму та в) хімічних реакцій у щільній паро-вуглекислій ат-

мосфері, а також між атмосферою і літосферою. За таких вихідних безводних умов нагромадження, високої температури поверхні та приповерхневої частини кори, наступний метаморфізм товщ відбувався в умовах гранулітової фації, минаючи більш низькотемпературні фації, і на глибинах, порівнянних із визначеною потужністю грануліто-гнейсових розрізів (15–17 км). Роль флюїду у процесі метаморфізму відігравав CO<sub>2</sub>. Саме така модель може пояснити природу монофаціального гранулітового метаморфізму на всю потужність грануліто-гнейсових комплексів, розпочинаючи майже від поверхні Землі, не пов'язуючи його, як це зазвичай вважає більшість дослідників, з великою глибиною занурення (30–40 км) і наступним значним денудаційним зрізом.

Глобальні субаеральні (безгідросферні) умови дають підстави припускати повсюдне поширення грануліто-гнейсових комплексів на поверхні ранньої Землі. Формування «сухих» вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів та їхній наступний початковий метаморфізм могли відбуватися на тлі зниження температури поверхні аж до температур +150–170 °C. Саме за таких температур, з урахуванням високої щільності паро-вуглекислої атмосфери, могли розпочатися конденсація парів води та формування первинної високотемпературної гідросфери («термогідросфери»). Л.І. Салоп припускав утворення «...первичного горячего океана ... при снижении температуры поверхности Земли ниже +370 °C» (Салоп, 1982, с. 73), тобто за ще вищих температур, що мало ймовірно з різних причин, які заслуговують самостійного розгляду.

2. Поява «термогідросфери» стала початком принципово нового середньоархейського етапу літогенезу та формування вихідних товщ *амфіболіто-гнейсових комплексів*. Зазвичай з появою гідросфери пов'язують виникнення перших водних теригенних осадків, упускаючи разом з тим те, що головним чинником утворення теригенних порід є не сама гідросфера, а гідросфера в поєднанні з кліматичною зональністю і кругообігом води. Саме кругообіг води забезпечує транспортування матеріалу з областей руйнування і знесення на суші до місць його нагромадження у водних басейнах. За передбачуваних температур первинної гідросфери (понад +100 °C), температурної зональності на поверхні

Землі не існувало, «клімат» (якщо його можна так назвати) був азональним, кругообіг води відсутній, і теригенний літогенез мав би зупинитися (був «загальмований») у глобальному масштабі. Це призвело до нагромадження в цей час головно вулканічних утворень, якими і складені амфіболіто-гнейсові («сірогнейсові») комплекси, серед яких доволі екзотично виглядає суттєво літогенна серія Ісуа в Гренландії. Умови формування цієї серії ще потребують додаткового вивчення. Проте вже зараз на підставі дослідження ізотопного складу кисню кременистих порід серії Ісуа визначено, що їхнє утворення відбувалося за температур  $+90-150\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Oskwarek, Perry, 1976), що добре узгоджується з уявленнями про передбачувані «термогідросферні» умови нагромадження амфіболіто-гнейсових комплексів.

Нині відсутні відомості про первинне поширення амфіболіто-гнейсових комплексів на поверхні ранньої Землі. Однак дані про їхню наявність чи можливе існування в геологічному минулому в більшості мегаблоків щитів дають підстави припускати їхній доволі широкий розвиток і на площі щитів, і на поверхні Землі загалом.

Поява комплексів, які сформувалися за умов «термогідросфери», докорінно змінило і перебіг у них процесів метаморфізму порівняно з попередніми грануліто-гнейсовими комплексами. За теплового стану верхньої (приповерхневої) частини земної кори, який близький до того, що забезпечував гранулітовий метаморфізм вихідних «сухих» товщ, температура метаморфізму первинно водонасичених товщ амфіболіто-гнейсових комплексів не могла піднятися вище амфіболітової фації. За надлишку води саме в умовах цієї фації відбувається масове формування гранітної евтектики та термостатування системи на цьому температурному рівні, що перешкоджає подальшому підвищенню температури аж до повного виплавлення гранітної магми. Ці умови формування амфіболіто-гнейсових комплексів і знайшли своє відображення в їхній повсюдній «гранітизації», яка проявляється у широкому розвитку мігматитів і різноманітних плагіо- та двопольовошпатових гранітоїдів.

Прояви регіонального метаморфізму будь-якого типу – і зонального, і монофаціального – зазвичай пов'язують із тектонікою, з тектоніч-

ними рухами, деформаціями та супутнім підвищенням теплового потоку, або з глибиною занурення та збільшенням температури і тиску, які зумовлені існуванням відповідних градієнтів. Відповідно до запропонованої моделі, метаморфізм монофаціальних комплексів, як і будь-які інші геологічні процеси, відбувався на тлі тектонічних рухів, однак не визначався тектонікою. Основними чинниками ранньодокембрійського монофаціального метаморфізму були глобальні високі температури верхніх оболонок Землі та безводний («сухий») для грануліто-гнейсових комплексів або водонасичений для амфіболіто-гнейсових комплексів склад вихідних метаморфізованих товщ. За близької попередньо високої теплової енергонасиченості земної кори різний склад вихідних товщ призводив до принципово різного прояву метаморфізму в нижньоархейських грануліто-гнейсових та в середньоархейських амфіболіто-гнейсових комплексах. Суттєву чи навіть визначальну роль тектоніка відігравала вже у процесах зонального метаморфізму стратигенних комплексів верхнього архею та нижнього протерозою.

3. Наступний пізньоархейський етап літогенезу – це *зеленокам'яні комплекси*, які складені, як і попередні амфіболіто-гнейсові комплекси, головно вулканічними утвореннями, хоч і принципово іншого складу. Їхній переважно вулканічний склад і підпорядкований вміст первинно осадових порід, ймовірно, також, як і для вихідних товщ амфіболіто-гнейсових комплексів, зумовлений формуванням в «термогідросферних» умовах за відсутності кругообігу води. Свідченням цього можуть бути визначення палеотемператури нагромадження кременистих осадків серії Фіг-Три зеленокам'яного поясу Барбертон у Південній Африці, що становлять  $+70\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Knauth, Epstein, 1976; Салоп, 1982). Однак склад вулканічних формацій зеленокам'яних комплексів різко відрізняється від вихідних вулканічних утворень амфіболіто-гнейсових комплексів, зокрема наявністю коматітів, що зумовлено, очевидно, тектонічними умовами їхнього формування.

Типові зеленокам'яні комплекси, на відміну від амфіболіто-гнейсових, поширені переважно на дуже обмежених територіях, що одержали назву «граніт-зеленокам'яних областей». Ці області займають до 7–10 % площі фунда-

менту давніх платформ і до 15–20 % території щитів, хоча їм нерідко приписують чи не най-провіднішу роль у структурі докембрійської земної кори, порівнянну з гранулітовими областями. Зеленокам'яні комплекси в межах цих областей залягають на амфіболіт-гранітових комплексах. Граніт-зеленокам'яні області (мегаблоки) є першими у ранній історії земної кори геоструктурними елементами, які чітко індивідуалізовані та обмежені розломами. З їхнім тектонічним розвитком і пов'язані утворення вулканогенних зеленокам'яних комплексів, особливості їхнього складу і метаморфізму. За межами граніт-зеленокам'яних областей трапляються лише поодинокі природозломні зеленокам'яні пояси, які формувалися переважно на гранулітовій основі. На УЩ такі пояси відомі у Приазовському мегаблоці. Осадкові утворення, як зазначено вище, у зеленокам'яних комплексах відіграють підпорядковану роль. При цьому повсюдно виражений чіткий зв'язок складу уламкових порід з підстильними вулканітами, продуктами руйнування яких вони і є. Ця особливість свідчить про параавтохтонний характер уламкового матеріалу та його незначне переміщення від місця утворення саме через відсутність кругообігу води. Рушійними силами утворення уламкового матеріалу могли бути звітрявання та хвилеприбійні процеси, які супроводжують землетруси.

Метаморфізм зеленокам'яних комплексів також різко відрізняється від попередніх типів комплексів і відповідає переважно зеленосланцевій та епідот-амфіболітовій фаціям. Більш низькотемпературний за попередні та інший за типом, а саме зональний метаморфізм зеленокам'яних комплексів, який прийшов на зміну монофаціальному метаморфізму, теж пов'язаний, імовірно, із загальним остиганням зовнішніх оболонок Землі та відступом високотемпературних ізотерм на глибину. Разом з тим нижні, приконтаткові з фундаментом, частини розрізів зеленокам'яних комплексів іноді ще потрапляли в умови амфіболітової фації, що близькі до обстановок метаморфізму попередніх амфіболіто-гнейсових комплексів. Саме у таких випадках співвідношення комплексів виглядають як поступовий перехід між ними.

4. Подальше зниження температури приповерхневих оболонок Землі (приблизно до +50–40 °C) призвело до появи на Землі кліматичної

зональності та «запускання» механізму кругообігу води. Це започаткувало принципово новий, ранньопротерозойський етап літогенезу, що характеризувався масовим нагромадженням різноманітних теригенних і хемогенних порід з підпорядкованою роллю вулканічних порід. Цей етап літогенезу, який принципово подібний до фанерозойського, можна назвати «нормогідросферний». На його початку формувалися переважно різноманітні теригенні утворення, як слабо диференційовані (граувакові, поліміктові), так і високозрілі (кварцові) осадкові породи, які виникли внаслідок руйнування та перенесення потужних кір звітрявання, що сформувалися впродовж попередніх етапів розвитку. Пізніше до них додалися й хемогенні (карбонатні, кременисті та залістисті) відклади.

Домінування осадкових, переважно теригенних вихідних порід є характерною особливістю всіх постзеленокам'яних нижньопротерозойських товщ, що виникли, як зазначено вище, у різних структурно-тектонічних обстановках. Нагадаємо, що на щитах встановлено два типи суттєво теригенних стратометаморфічних комплекси: а) метавулканогенно-хемогенно-теригенний (залістисто-кременисто-сланцевий), поширений у граніт-зеленокам'яних мегаблоках і б) метакарбонатно-теригенний (гнейсо-сланцевий) – у межах граніт-гнейсо-сланцевих мегаблоків. Обидва типи характеризуються зональним метаморфізмом. Перший з них метаморфізований в умовах зеленосланцевої і зрідка епідот-амфіболітової фацій, які близькі до метаморфізму зеленокам'яних комплексів. Другий характеризується більш високотемпературним метаморфізмом епідот-амфіболітової, амфіболітової та подекуди навіть гранулітової фацій. Різниця в ступені метаморфізму, як і геолого-формаційному складі комплексів, зумовлена їхньою приуроченістю до різних типів мегаблоків та пов'язана з тектонічним розвитком мегаблоків, до яких вони приурочені. Модель, яка пояснює відмінності метаморфізму комплексів та його зв'язок з тектонічними рухами, розглянуто у спеціальній публікації (Кирилюк, 2013).

Викладені вище дані показують виразну кореляцію типу та ступеня метаморфізму нижньодокембрійських комплексів з їхнім складом, а модельна геоеволюційна інтерпретація цих

ознак дає підґрунтя для стратиграфічної кореляції комплексів. Однак подібну чисто речовинну геолого-формаційну кореляцію в сучасних умовах багато дослідників вважає непереконливою та не сприймає без використання ізотопних геохронометричних даних. Крім того, стратиграфічне зіставлення на підставі подібності складу і ступеня метаморфізму комплексів досить часто суперечить ізотопним віковим датуванням, які є близькими для різних стратометаморфічних комплексів та нерідко дуже відрізняються в однотипних комплексах. Тому, для порівняння й оцінки можливостей використання речовинно-метаморфічних та ізотопно-геохронометричних даних у стратиграфії нижнього докембрію, доцільно стисло розглянути уявлення про тривалість літогенезу та метаморфізму ранньодокембрійських стратометаморфічних комплексів.

### **Тривалість стратолітогенезу та метаморфізму ранньодокембрійських комплексів**

Одним з найважливіших досягнень ізотопних геохронометричних досліджень вже в перші десятиліття їхнього систематичного використання стало виявлення величезної, порівняно із передбачуваною раніше, тривалості як усього докембрію, так і раннього докембрію (архею і раннього протерозою), що становить, за сучасними уявленнями, близько 2 млрд років – від понад 4,03 до 2,0–1,9 млрд років. Цей часовий діапазон, відповідно до наведених вище геоісторичних уявлень, охоплює чотири етапи, що відповідають еонам у прийнятій нами геохронологічній систематиці і термінології. Еони, як показано вище, розрізняються умовами вулканогенно-осадового літогенезу, у ході яких і сформувалися вихідні товщі всіх типів стратометаморфічних комплексів щитів. Тривалість кожного з еонів становила не менше 300 млн років і, вірогідно, могла сягати 700–800 млн років. Імовірно, що за такої тривалості у вікових межах кожного з етапів-еонів територіально роз'єднані комплекси одного типу могли формуватися як синхронно, так і з суттєвим зміщенням (сковзанням, плином) у часі. Разом з тим, незважаючи на їхню можливу різновіковість, вони зберігали основні характерні риси складу та подібність територіально

роз'єднаних комплексів, оскільки близькі умови їхнього формування зберігалися впродовж усього еону.

Ці уявлення про принципову можливість асинхронного формування подібних комплексів підтверджує датування зеленокам'яних комплексів різних регіонів за синпетрогенними (дометаморфічними) цирконами вихідних вулканічних порід, що показує реальне, а не передбачуване, вірогідне існування різних вікових груп однотипних комплексів. У різних публікаціях зазвичай наводять три вікові групи зеленокам'яних комплексів, для яких автори вказують різні часові рубежі, утім таких груп у глобальному масштабі можна виділити й більше. Наприклад, відомий дослідник зеленокам'яних поясів (ЗКП) А.Б. Вревський вказує на «...существование, по крайней мере (курсив наш. – В.К., О.Г.), трех возрастных групп (периодов) формирования ЗКП (3,55–3,1, 3,0–2,85 и 2,8–2,65 млрд лет)» (Вревский, 2011, с. 34). У загальній стратиграфічній шкалі нижнього докембрію Росії так само розрізняють три генерації зеленокам'яних поясів, утім з дещо іншими часовими діапазонами: 3200–3000, 3000–2800, 2800–2550 млн років (Общая..., 2002).

Різні вікові рамки комплексів зеленокам'яних поясів для різних щитів наведено у фундаментальних працях з докембрію останніх десятиліть (Earth's..., 2007; Gradstein et al., 2012). Однак разом з тим усі зеленокам'яні комплекси, на загальну думку, характеризують один глобальний етап розвитку земної кори, який Л.І. Салоп виділив під назвою «стадии зеленокаменных поясов» (Салоп, 1982, с. 332) з віковим інтервалом 3500–2600 млн років. Цей самий інтервал 3500–2500 млн років Л.П. Зоненшайн зі співавторами (Зоненшайн и др., 1976) ще в середині 1970-х рр. розглядав як час прояву асинхронної «сковзної» границі, що розділяє два принципово різних етапи в ранньодокембрійській історії Землі. На першому етапі «...не обнаруживается аналогов фанерозойских геодинамических обстановок и, очевидно, механизм тектоники плит не действовал» (Зоненшайн и др., 1976, с. 204). Другий етап (до 1700 млн років) проміжний: «...в нем, с одной стороны, продолжается «нелинейная тектоника»..., а с другой – ...возникают древнейшие бассейны океанического типа, хотя и отличающиеся от более поздних, но к развитию которых уже приложим механизм тектоники плит»

(Зоненшайн и др., 1976, с. 204). Вірогідно, що у вигляді такої «сковзної» границі прийнято асинхронний початок формування в різних регіонах пізньоархейських зеленокам'яних комплексів. Але за загальної тривалості «зеленокам'яного етапу» близько 0,9–1,0 млрд років, як показує датування верхніх і нижніх частин розрізів, кожен конкретний зеленокам'яний комплекс формувався впродовж порівняно короткого проміжку часу в 120–150 млн років.

Спроби визначення тривалості та вікових рубежів формування здійснювали і для слабо метаморфізованих залізисто-кременисто-сланцевих комплексів, зокрема для криворізької серії на підставі датування передбачуваної сингенетичної уран- і свинецьвмісної мінералізації (Тугаринов, Войткевич, 1966; Семененко и др., 1974; Бартницкий и др., 1985). Однак ці визначення не дали надійних результатів і, як сказано в одній з нещодавніх узагальнюючих публікацій, за сучасними даними «...геохронологические рубежи формирования криворожской серии *весьма приближены* (курсив наш. – В.К., О.Г.) из-за отсутствия в ее разрезе цирконсодержащих вулканических пород, используемых для прецизионного датирования» (Геохронология..., 2008, с. 202).

У результаті ці рубежі і тривалість формування криворізького комплексу в об'ємі криворізької серії, а також глеуватської і гданцівської світи визначено на підставі датувань кластогенних цирконів з різних частин розрізу комплексу. За цими даними, «...нижняя возрастная граница метаосадков криворожской серии – 2800 млн лет (2,8 млрд лет – возраст кластогенного монацита в метапесчаниках скелеватской свиты)» (Геохронология..., 2008, с. 202). Обґрунтування віку верхньої частини розрізу криворізького комплексу зробили Г.В. Артеменко та його співавтори також за результатами вивчення кластогенних цирконів з порід глеуватської світи (Артеменко и др., 2018). «Наймолодша» група цирконів світи має вік 2,09–2,14 млрд років, на підставі чого зроблено висновок, що «...нижняя возрастная граница метатерригенных пород глеуватской свиты составляет около 2,1 млрд лет. Верхняя возрастная граница осадконакопления метатерригенных пород глеуватской свиты определяется по датировке прорывающих ее альбититов  $1890 \pm 75$  млн лет» (Артеменко и др., 2018, с. 55).

Таке датування границь і тривалості формування вихідних товщ інших типів стратометаморфічних комплексів за первинними сингенетичними мінералами неможливе у зв'язку з їхнім повсюдним інтенсивним високотемпературним метаморфізмом, що призвів до спотворення вихідних ізотопних відношень та утворення метаморфогенних цирконів з новими ізотопними системами. Для визначення границь деяких підрозділів таких комплексів, наприклад для кошаро-олександрівської світи побузького комплексу, а разом з нею і для всієї бузької серії, також іноді використовують нібито кластогенні циркони (Лесная и др., 1995; Степанюк и др., 2010), хоч така їхня природа завжди досить проблематична (Лесная и др., 1995; Шумлянский, 2012). Верхні границі комплексів визначають на підставі датувань ультраметаморфічних або інтрузивних утворень, що їх, відповідно, заміщують або проривають. Однак усі ці непрямі дані не дають підстав ані для визначення істинного «стратиграфічного» віку комплексів, ані для тривалості їхнього формування.

Зазвичай для датування високометаморфізованих комплексів як у регіональних стратиграфічних схемах, так і в GTS використовують «найдавніші» значення ізотопного віку, які отримано або за окремими мінералами з порід цих комплексів, або, як у випадку із серією Ісуа, за породою загалом (Майерс, 1982). Однак навіть «найдавніші» датування з високометаморфізованих комплексів, найімовірніше, відповідають часу їхнього метаморфізму, або «омолоджені» в ході метаморфізму та не відображають «стратиграфічний» вік комплексів. Таких уявлень дотримуються багато дослідників, зокрема і Дж.С. Майерс, який пише: «Железистые кварциты (серии Исуа – додано нами. – В.К., О.Г.) имеют Pb-Pb-изохронный возраст  $3760 \pm 70$  млн лет, а некоторые гнейсы могут быть древнее, чем суперкристалльные породы Исуа, хотя они дают Rb-Sr-изохронный возраст по породе в целом  $3170 \pm 140$  млн лет» (Майерс, 1982, с. 177). За такого підходу за методом «найдавніших» датувань для визначення віку деяких комплексів і серій нерідко використовують, вірогідно, дуже змінені («омолоджені») ізотопні датування порівняно з віком вихідних товщ, і прийнятий на їхній основі «стратиграфічний» вік комплексів виявляється дуже спотвореним,

як у випадку з росинсько-тікицькою, західно-приазовською та бузькою серіями КХС УЩ. Разом з тим потрібно підкреслити, що поряд з «найдавнішими» датуваннями у тих самих високометаморфізованих комплексах зазвичай є і значно молодші визначення, про що буде сказано нижче.

Питання можливої тривалості метаморфізму та його впливу на одержувані датування під час стратиграфічного розчленування та побудови стратиграфічних схем зазвичай не розглядають. За умовчанням вважають, що метаморфізм стратометаморфічних комплексів є досить короткочасним процесом порівняно з тривалістю їхнього літогенезу, а також може проявлятися неодноразово у зв'язку з гіпотетичними «тектонічними подіями» («епізодами», «імпульсами метаморфізму»), про що нібито свідчать дискретні значення віку мінералів, отримуваних з одного і того самого метаморфічного комплексу. Однак спільна інтерпретація даних про регіональний розподіл на УЩ метаморфічних фацій і наявні нині датування дають підстави по-іншому поглянути на час і тривалість метаморфізму в геологічній історії УЩ.

З цього приводу нагадаємо, що у середині 1970-х – на початку 1980-х рр. Р.Я. Белевцев висловив припущення про наявність на УЩ єдиної регіональної метаморфічної зональності (Белевцев, 1975, 1982). Наявність такої зональності підтверджено під час складання «Карты фацій регіонального метаморфізму Українського щита» масштабу 1:500 000 (Карта..., 1982), у пояснювальній записці до якої сказано: «Большинство районов (Українського щита – додано нами. – В.К., О.Г.) связано между собой переходными зонами. Это особенно характерно для районов западной части щита – Северо-Западного, Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского. Существует, по-видимому, и переходная зона от Днестровско-Бугского района к Ингуло-Ингулецкому. В нее, вероятно, следует включить Братский синклиорий и южную часть Побужья. Западно-Ингулецкую зону можно рассматривать как переходную между Ингуло-Ингулецким и Среднеприднепровским районами» (Карта..., 1982, с. 68).

Приклади поступових переходів між породними асоціаціями різних фацій метаморфізму, що підтверджують таку регіональну метамор-

фічну зональність у кожному з геологічних районів УЩ, наведено у відомій ґрунтовній колективній монографії (Метаморфізм..., 1982), яка не втратила значення донині. Водночас потрібно особливо підкреслити, що ці переходи зазвичай описані безвідносно віку стратиграфічних підрозділів, що беруть у них участь, і супутніх ізофаціальних ультраметаморфічних утворень, а майже винятково на підставі розподілу і взаємопереходів породних асоціацій різних метаморфічних фацій. Як зазначають самі автори у вступі до монографії (Метаморфізм..., 1982), «...настоящая книга написана как объяснительная записка к карте фацій регионального метаморфізма Украинского щита ... и является результатом мелко-масштабного метаморфического картирования, которое ... ведется на Украинском щите коллективом Института геохимии и физики минералов АН УССР начиная с 1968 г.» (Метаморфізм..., 1982, с. 5). На цю особливість підходу авторів монографії до опису метаморфізму УЩ порівняно нещодавно спеціально звернув увагу К.О. Савко (Савко, 2013). На його думку, «...авторы карты фацій регионального метаморфізма Украинского щита, по сути, выполнили и отразили на карте результаты метаморфического картирования как самостоятельного вида геолого-съёмочных работ» (Савко, 2013, с. 7).

Якщо розглянути цю зональність на тлі різновікових стратометаморфічних комплексів, то можна побачити, що вона охоплює як зони прогресивного метаморфізму, так і площі проявів діафорезу, що виступають як перехідні зони між різновіковими комплексами. Такий перехід від гранулітової фації побузького комплексу і супутніх ізофаціальних «бердичівських гранітів» через зону діафорезу до «житомирських гранітів» та тетерівського комплексу детально описано у північній частині Подільського блока та прилеглий частині Волинського блока (Метаморфізм..., 1982, с. 71–72, 85–91). Перехідною зоною між побузьким гранулітовим та росинсько-тікицьким амфіболіто-гнейсовим комплексами є добре відома територія розвитку діафоритів та супутніх гранітоїдів у басейні р. Соб.

Інший тип переходу наявний у межах південно-західної частини Інгульського мегаблока у міру наближення до площі поширення гранулітового комплексу Середнього Побужья.



Цей комплекс переходить у сусідній Інгульський мегаблок, у межах якого для нього запропоновано власну назву «братський комплекс» (Кирилюк, Смоголюк, 1993). В цьому напрямку зональний метаморфізм інгуло-інгулецького комплексу підвищується до рівня гранулітової фації, у межах якої й втрачено («зникає») контакт між інгуло-інгулецьким та братським комплексами. А характеризуючи зональність усього Інгуло-Інгулецького району або Інгульського мегаблока у прийнятій сучасній схемі районування (Кореляційна..., 2004), автори пишуть: «Породы одной фации или субфации метаморфизма слагают большие площади, как в нижнепротерозойской толще, так и на выступах архейского гранитоидного фундамента. Эти зоны по латерали закономерно переходят друг в друга и образуют единую региональную метаморфическую зональность раннепротерозойского возраста» (Метаморфизм..., 1982, с. 167).

За даними авторів, і «...на території Среднего Приднепровья прослежена закономерная региональная метаморфическая зональность, которая, подчиняясь общему плану геологического строения, в деталях накладывается на складчатые структуры. Эта метаморфическая зональность закономерно переходит в метаморфическую зональность Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон. По отношению к осадочно-вулканогенным метаморфическим толщам верхнего структурного этажа ... метаморфизм является прогрессивным и региональным, а по отношению к гранитоидам архейского фундамента (и аульской серии) – наложенным, повторным» (Метаморфизм..., 1982, с. 196). Дещо раніше у цій праці сказано, що «...в районе выделяются три разновозрастных структурно-метаморфических комплекса: нижний, представленный породами переработанного фундамента, средний, включающий образования конкско-верховцевской серии и соответствующие ей по возрасту гранитоиды, и верхний, представленный криворожской серией. В связи с тем, что по некоторым особенностям геологического положения и характеру метаморфизма два последних комплекса обнаруживают определенное сходство, в дальнейшем они будут рассматриваться совместно в составе единого верхнего яруса» (Метаморфизм..., 1982, с. 171).

Подібна регіональна метаморфічна зональність, яку, мабуть, краще називати «регіональною палеотемпературною зональністю», що охоплює весь фундамент УЩ, у тім числі не лише метаморфічні утворення, а й ультраметаморфічні комплекси, не могла сформуватися внаслідок дискретних етапів метаморфізму. Участь у ній монофаціальних комплексів, які зазнали діафорезу лише частково у приконтактових частинах з молодшими комплексами, а іноді й без повторних змін і просто пов'язаних з ними поступовими переходами, дає підстави припустити, що формування цієї зональності відбувалося тривало, впродовж усього раннього докембрію, з послідовним залученням до загального високотемпературного теплового поля всіх новоутворених стратигенних комплексів.

Підтвердженням дуже тривалого метаморфізму, точніше РТ-умов, у яких тривалий час існували різновікові стратометаморфічні комплекси та відбувалися мінеральні перетворення, можуть бути масові ізотопні датування, які отримано впродовж останнього десятиліття з порід побузького гранулітового комплексу. Для найвищої (за нашими даними) у розрізі побузького комплексу сальківської світи, з гіперстенових плагіогнейсів кар'єру Одеса, неподалік с.м.т. Завалля, які у публікації (Бибикова, 2004) названо «ендербітами», О.В. Бібіковою ще близько 20 років тому «... для максимально конкордантних цирконов по ізотопному відношенню  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  отримано вік, рівний 3,65–3,60 млрд лет. Для одного незонального ядра всередині зонального кристала визначено вік, рівний 3,78 млрд лет» (Бибикова, 2004, с. 16).

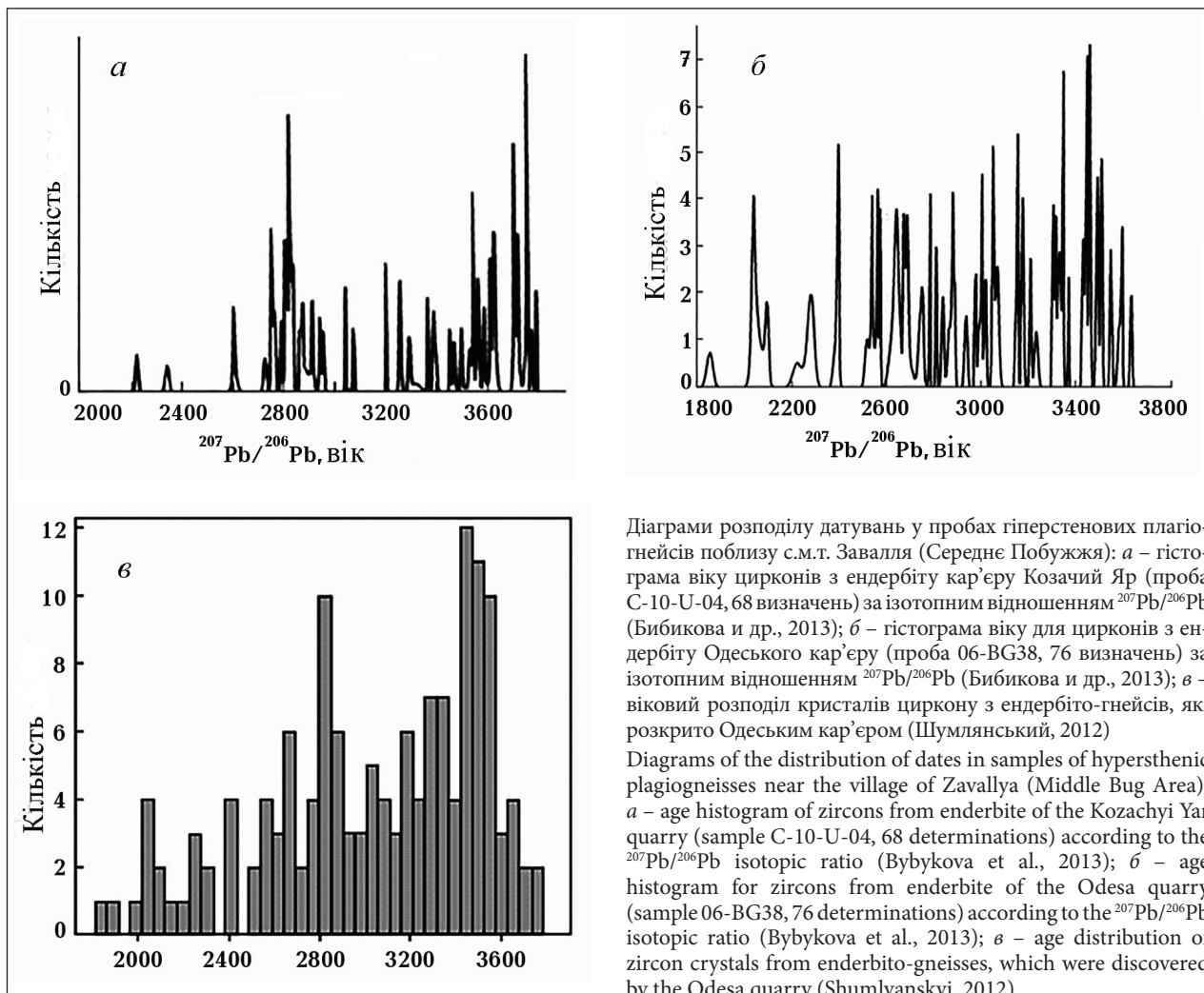
У результаті ізотопно-геохронометричних досліджень останнього десятиліття з порід сальківської світи, крім наведених вище датувань, отримано й додаткові давні визначення «...возрастом до 3800 Ма ( $3789 \pm 4$  и  $3775 \pm 5$  млн лет) с почти ненарушенной уран-свинцовой изотопной системой» (Бибикова и др., 2013, с. 117), і численні, що виміряні вже сотнями, якщо не тисячами, молодші датування. Це дало змогу різним дослідникам зробити однакові висновки про те, що отримані визначення віку «...по ізотопному відношенню  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  займають весь діапазон между 3500–1900 Ма» (Бибикова и др., 2013, с. 109),

«...ендербіто-гнейси діоритового складу містять полігенний комплекс кристалів циркону, що формувалися впродовж тривалого часу – від 3790 до 1855 млн років тому» (Шумлянський, 2012, с. 77), «...полученные значения достоверных (конкордантных) дат лежат в возрастном интервале 3,65–1,99 млрд. лет» (Лобач-Жученко и др., 2011, с. 3). У цьому віковому діапазоні С.Б. Лобач-Жученко та її співавтори виділяють практично безперервний ряд тривалих геологічних подій, серед яких і завершальна «...палеопротерозойская структурно-метаморфическая переработка: деформации, приведшие к формированию shear zone, гранулитовый метаморфизм (~2 млрд лет)» (Лобач-Жученко и др., 2013, с. 96).

Діаграми розподілу датувань цирконів, що підтверджують висновки авторів, наведено на рисунку. Необхідно підкреслити, що всі датування, які показано на кожній з діаграм, отри-

мано з однієї проби, тобто аналізовані різновікові циркони є співіснуючими у межах обмеженого простору. Разом з тим, як зазначають автори, для проби С-10-U-04 з кар'єру Козачий Яр «...степень конкордантности большинства изотопных возрастов высокая» (Бибикина и др., 2013, с. 104), для проби 06-BG38 з Одеського кар'єру «...большинство изотопных возрастов дискордантны» (Бибикина и др., 2013, с. 109).

Л.В. Шумлянський, який виділив декілька вікових груп цирконів, указує на високу конкордантність значень ізотопного віку цирконів різних груп: «...циркони з конкордантними значеннями ізотопного віку спостерігаються або в інтервалі >3400 млн рр. (всі значення або конкордантні, або близькі до них), в інтервалі 2600–2800 млн рр. (переважна більшість значень або конкордантні, або близькі до них) та в інтервалі 1850–2100 млн рр. (всі значення конкордантні)» (Шумлянський, 2012, с. 69).



Діаграми розподілу датувань у пробах гіперстеневих плагіогнейсів поблизу с.м.т. Завалля (Середнє Побужжя): а – гістограма віку цирконів з ендербіту кар'єру Козачий Яр (проба С-10-U-04, 68 визначень) за ізотопним відношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Бибикина и др., 2013); б – гістограма віку для цирконів з ендербіту Одеського кар'єру (проба 06-BG38, 76 визначень) за ізотопним відношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Бибикина и др., 2013); в – віковий розподіл кристалів циркону з ендербіто-гнейсів, які розкрито Одеським кар'єром (Шумлянський, 2012)

Diagrams of the distribution of dates in samples of hypersthene plagiogneisses near the village of Zavallya (Middle Bug Area): a – age histogram of zircons from enderbite of the Kozachiy Yar quarry (sample C-10-U-04, 68 determinations) according to the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  isotopic ratio (Bybykova et al., 2013); б – age histogram for zircons from enderbite of the Odessa quarry (sample 06-BG38, 76 determinations) according to the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  isotopic ratio (Bybykova et al., 2013); в – age distribution of zircon crystals from enderbite-gneisses, which were discovered by the Odessa quarry (Shumlyanskiy, 2012)

Як і С.Б. Лобач-Жученко із колегами, О.В. Бібікова та її співавтори зазначають, що оболонки зональних кристалів «...имеют исключительно низкие содержания урана, особенно облоочки, сформированные около 2.0 млрд. лет назад, что указывает, скорее всего, на гранулитовые условия метаморфизма в это время» (Бибикова и др., 2013, с. 109).

Наведені дані дають змогу зробити два висновки, надзвичайно важливих, на наш погляд, для інтерпретації ізотопних датувань насамперед стосовно стратиграфічних побудов. Перший з них полягає в тому, що побузький комплекс упродовж тривалого часу, близько 2 млрд років (від понад 3800 до 1900 млн років.), перебував у високотемпературних умовах, за яких у цьому часовому діапазоні можливе як формування нових мінералів з їхніми ізотопними системами, так і спотворення ізотопних відношень у раніше утворених мінералах. Другий висновок, що заслуговує на окреме формулювання, полягає в тому, що ці умови, впродовж усього датованого часу, відповідали гранулітій фації метаморфізму. Разом з тим немає жодних даних, які свідчать про можливе суттєве зниження в цей період температурних умов, що виходять за межі однієї фації, та їхню подальшу регенерацію (тобто прояв дискретних етапів метаморфізму), однак є підстави припускати помітну зміну в ході геологічного розвитку режиму тиску під час метаморфізму. Щодо температурних умов, то вони, найвірогідніше, перебували у стані надзвичайно повільного остигання, яке деякі дослідники називають «охладжение с нулевой скоростью (изотермический процесс)» (Левский, 2006, с. 422).

Якщо прийняти часовий інтервал від понад 3800 до приблизно 1900 млн років, який визначено за ізотопними датуваннями, що отримано з однієї проби, яка належить до верхів розрізу побузького комплексу, та вважати його часом ендеогенного становлення комплексу, то необхідно визнати таке. По-перше, всі вони не стосуються «стратиграфічного» віку побузького комплексу як інтервалу часу, впродовж якого відбулося нагромадження його первинних, дометаморфічних товщ. З використанням геохронометричних датувань його «стратиграфічний» вік можна визначити лише як такий, що перевищує 3,8 млрд років. По-друге, всі відомі датування побузького гранулітового

комплексу на всій площі його поширення, як отримані з метаморфічних порід, так і з супутніх ізофаціальних ультраметаморфічних утворень (а цих датувань загалом, ймовірно, вже багато сотень, якщо не тисячі!), укладаються в цей часовий інтервал і не суперечать уявленням про його тривале формування (або перебування) в умовах гранулітій фації.

У цьому самому часовому діапазоні знаходяться наявні датування приазовського комплексу, однак у зв'язку з їхньою меншою кількістю вони поки становлять не безперервний, а дискретний часовий ряд. «Найдавніші» з них мають 3,95 млрд років і отримані для ксеногенних, як уважають Г.В. Артеменко та його співавтори, цирконів з трахіандезитів нижньопротерозойської гуляйпільської світи. Ці датування автори пов'язують з утворенням тоналітій кори Приазовського блока, вказуючи на «...существование наряду с ними значений 3,67, 3,5 и 3,3 млрд. лет, также якобы отвечающих времени образования тоналитовой коры в палеоархее» (Артеменко и др., 2020, с. 20), утім отриманих із власне приазовського гранулітового комплексу. С.Б. Лобач-Жученко та її колеги у геологічній історії Приазовського блока також розрізняють етап формування «...палеоархейской коры, которая сложена тоналитами (3,5–3,6 млрд. лет), ... этап мезоархейского высокотемпературного метаморфизма (2,86 млрд. лет) и последний этап метаморфизма (~2 млрд. лет)» (Лобач-Жученко и др., 2010, с. 217). Утім, на відміну від побузького комплексу, в якому всі датування цього діапазону отримано з порід, що сформовані в умовах гранулітій фації, у приазовському комплексі, який попередньо також метаморфізований в умовах гранулітій фації, в цей часовий інтервал потрапляють і значно поширені у комплексі діафторити амфіболітій фації.

Усі відомі датування з монофаціальних амфіболіто-гнейсових комплексів (аульський і рошинсько-тікицький) і супутніх ізофаціальних ультраметаморфічних гранітоїдів, а також із зональних тетерівського й інгуло-інгулецького комплексів, відрізняючись своїми «найдавнішими» значеннями, які є меншими, ніж у грануліто-гнейсових комплексах, також становлять низхідні дискретні ряди аж до 2000–1900 млн років. Водночас у часові ряди ізотопних визначень потрапляють не лише U-Pb-датування

за цирконами, а й отримані К-Аг та іншими методами за породоутворюючими мінералами і породами в цілому (Каталог..., 1978; Геохронологія..., 2008). Ці дані про наявність датувань близько 2000–1900 млн років у різновікових і різнофаціальних стратометаморфічних комплексах також можуть бути непрямим підтвердженням існування метаморфічної (палеотемпературної) зональності УЩ аж до раннього протерозою і свідчать, найвірогідніше, про загальну тектоно-термальну консолідацію в цей час фундаменту щита та кінцеву стабілізацію ізотопних систем метаморфічних порід і мінералів в усіх різновікових стратиграфічних комплексах УЩ. Існування цього подійного вікового рівня в історії УЩ, який підтверджено ізотопними датуваннями, визнають і фахівці в галузі геохронометричних досліджень. Однак вони пояснюють ці датування не часом завершення активного розвитку УЩ, а ранньопротерозойською активізацією та інтенсивною переробкою всіх давніших комплексів, для чого, крім самих датувань, немає жодних геологічних підстав.

Отже, наведені вище дані про наявність регіональної метаморфічної (палеотемпературної) зональності у фундаменті УЩ, в якій задіяні усі різновікові стратиграфічні комплекси, та значну тривалість її формування – від понад 3800 до 2000–1900 млн років, пояснюють як наявність різних ізотопних датувань цього часового діапазону в однотипних територіально роз'єднаних стратометаморфічних комплексах, так і однакові датування у різновікових стратиграфічних комплексах. За цих умов, а також з урахуванням надзвичайної тривалості як процесів нагромадження вихідних дометаморфічних товщ, так і подальшого метаморфізму та ультраметаморфізму, ізотопне датування порід і мінералів з їхніми фіксованими значеннями не може бути підставою ні для стратиграфічного розчленування метаморфічних утворень, ні для вікової кореляції їхніх стратиграфічних підрозділів.

## Висновок

Усі розглянуті у попередніх (Кирилюк, Гайовський, 2022, 2023) та цій публікації аспекти геології та ранньодокембрійського геологічного розвитку УЩ, що стосуються співвідношення

метаморфізму і стратиграфії, у стислому викладі зведено до такого:

1. У будові фундаменту УЩ задіяні п'ять головних типів стратометаморфічних комплексів: а) грануліто-гнейсовий; б) амфіболіто-гнейсовий; в) зеленокам'яний (метавулканогенний); г) залізисто-кременисто-сланцевий (метавулканогенно-хемогенно-теригенний); д) гнейсо-сланцевий (метакарбонатно-теригенний). Перші два належать до монофаціального (ареального) типу комплексів, а інші – до поліфаціального (зонального) типу. Термін «стратометаморфічний комплекс», що використано для їхнього позначення, покликаний підкреслити важливу, а для монофаціальних комплексів визначальну роль процесів стратолітогенезу у формуванні їхнього сучасного вигляду, у тім числі ступеня метаморфізму, а не тільки ендегенних чинників, як це зазвичай прийнято вважати. Всі підрозділи КХС УЩ, що показані в ній у ранзі серій (крім клесівської та овруцької), належать до одного з перерахованих типів стратометаморфічних комплексів та заслуговують на виділення в регіональній стратиграфічній схемі у вигляді «стратиграфічних комплексів».

2. Як показують структурно-стратиграфічні співвідношення стратометаморфічних комплексів УЩ, принцип «чим вищий ступінь метаморфізму комплексу, тим він давніший» повністю зберігає своє значення в межах усіх окремо взятих мегаблоків (Кирилюк, Гайовський, 2022, табл. 2), однак його не можна використовувати для регіону в цілому. У деяких мегаблоках, наприклад у Волинському й Інгульському, нижньопротерозойські комплекси метаморфізовані інтенсивніше за верхньоархейські комплекси Придніпровського і Приазовського мегаблоків. Водночас, відповідно до цього принципу, розташування в КХС УЩ у межах Приазовського мегаблока косивцівської зеленокам'яної товщі (комплексу) між двома гранулітовими серіями, яке зроблене виключно на підставі ізотопного датування, не може мати ніякого геологічного обґрунтування.

3. Характер метаморфізму стратометаморфічних комплексів добре корелюється з особливостями їхнього складу, що, вірогідно, свідчить про генетичний зв'язок цих ознак, який закладено ще на стадії стратолітогенезу комплексів.

Для монофаціальних стратометаморфічних комплексів цей зв'язок зумовлений палеогеографічними («палеокліматичними») обстановками їхнього формування: а) безгідросферні («сухі») субаеральні умови під час нагромадження вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів і б) високотемпературні гідросферні («термогідросферні») умови нагромадження протолітів амфіболіто-гнейсових комплексів. Для поліфаціальних комплексів причиною кореляції в них особливостей складу та метаморфізму могли бути тектонічні умови формування комплексів. Нагадаємо, що різні типи зональних комплексів виявляють чітку приуроченість до різних типів мегаблоків, які відрізняються своєю геотектонічною історією і еволюцією.

4. Особливості складу стратометаморфічних комплексів, їхньої передбачуваної зумовленості умовами нагромадження вихідних товщ, а також закономірності поширення комплексів у структурі фундаменту УЩ, дають можливість виділити чотири послідовних етапи формування вихідних товщ стратометаморфічних комплексів з властивим кожному з них типом літогенезу: а) ранній архей – безгідросферний субаеральний (протогрануліто-гнейсовий); б) середній архей – ранній термогідросферний (протоамфіболіто-гнейсовий); в) пізній архей – пізній термогідросферний (протозеленокам'яний); г) ранній протерозой – нормогідросферний (протозалізисто-кременисто-сланцевий і протогнейсово-сланцевий). Зміна типів літогенезу зумовлена загальним остиганням верхніх оболонок Землі та мала спрямований, незворотний характер. Зважаючи на загальну тривалість раннього докембрію (від понад 4000 до приблизно 1900 млн років) та його чотиричленний поділ, який прийнято у шкалі GTS, тривалість кожного з етапів, упродовж якого зберігалися близькі умови нагромадження вихідних товщ, становила від 300 до 700 млн років.

5. У фундаменті УЩ чітко проявлена метаморфічна (палеотемпературна) зональність, в якій задіяні усі різновікові ранньодокембрійські стратиграфічні комплекси та супутні ультраметаморфічні утворення. Разом з тим у кожному з комплексів збереглися свої індивідуальні особливості метаморфізму, що свідчить про послідовне формування («нарощування») цієї зональності в міру утворення нових стратиграфічних комплексів. Формування та існування зональності відбувалося розпочинаючи від

раннього архею (понад 3800 млн років) і до раннього протерозою (приблизно 2000–1900 млн років). За такого тривалого існування різновікових комплексів в умовах регіонального метаморфізму у них синхронно продовжувалися процеси оновлення ранніх та виникнення нових ізотопних систем у породах і мінералах. Цим, вірогідно, і можна пояснити наявність у кожному з комплексів різних ізотопних датувань, часто в широкому віковому діапазоні. Найвиразніше різноманіття датувань, у вигляді майже безперервного ряду від 3800 до 1900 млн років, виявлено останніми десятиліттями за результатами масового ізотопного датування в побузькому гранулітовому комплексі, а поки що дискретні ряди датувань відомі в усіх комплексах. Тривале існування різновікових комплексів в умовах єдиної метаморфічної зональності добре пояснює наявність близьких датувань у різновікових комплексах, що належать до різних стратометаморфічних типів, і різних датувань в однотипних комплексах, найвірогідніше, близьких за віком.

6. За такого тривалого існування різновікових стратиграфічних комплексів в умовах регіонального метаморфізму, здебільшого середньо- і високотемпературного, навряд чи можна очікувати збереження у них первинних (синпетрогенних) ізотопних систем, хіба що у слабо метаморфізованих метавулканогенних зеленокам'яних комплексах. Тому, вірогідно, ізотопні датування порід і мінералів ранньодокембрійських середньо- і високотемпературних стратометаморфічних утворень не можна ефективно застосовувати для стратиграфічних цілей самостійно, а тільки спільно з вивченням умов їхнього літогенезу та метаморфізму.

7. Водночас, якщо прийняти як можливу концепцію спрямованої, незворотної еволюції літогенезу та пов'язаного з нею регіонального метаморфізму в ранньодокембрійському геологічному розвитку, то стратиграфічне розчленування нижнього докембрію і кореляцію його підрозділів на рівні комплексів можна здійснювати з використанням особливостей їхнього метаморфізму і геолого-формаційного складу у вікових межах еонотем – нижнього, середнього, верхнього архею та нижнього протерозою, тобто у часових інтервалах у кілька сотень мільйонів років. Точніше визначення віку комплексів теоретично можливе лише

з використанням ізотопного датування. Однак поки що кореляцію основних стратиграфічних підрозділів – серій – на підставі даних ізотопного датування, як це і показано в КХС УЩ, здійснюють з такою самою точністю, і також у межах чотирьох загальних вікових підрозділів нижнього докембрію, з тією лише різницею, що

в одні й ті самі загальні геохронологічні підрозділи потрапляють серії, які чітко відрізняються як геолого-формаційним складом, так і особливостями регіонального метаморфізму. І для цього, крім ізотопних даних, немає жодних ні структурно-стратиграфічних, ні історико-геологічних підстав.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Беккер А.Ю. U-Pb возраст (LA-ICP-MS) кластогенного циркона глееватской свиты Кривбасса (Украинский щит). *Геол. журн.* 2018. № 2 (363). С. 42–57.
- Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Беккер А.Ю. Первые данные об эоархейских (3,95 млрд лет) породах в фундаменте Приазовского блока Украинского щита. *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: материалы тектон. совещ.* Москва: ГЕОС, 2020. Т. 1. С. 20–26.
- Бартицкий Е.Н., Нечаев С.В., Стульчиков В.А. Модельный возраст и некоторые генетические особенности галенитов Украинского щита. *Геохимия и рудообразование.* Киев: Наукова думка, 1985. Вып. 13. С. 13–23.
- Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наукова думка, 1975. 230 с.
- Белевцев Р.Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1982. 152 с.
- Бибилова Е.В. Древнейшие породы Земли: изотопная геохронология и геохимия изотопов. *Минерал. журн.* 2004. Т. 26, № 3. С. 13–20.
- Бибилова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Ильинский Л.С. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита. *Геохимия.* 2013. № 2. С. 99–121.
- Вревский А.Б. Архейские зеленокаменные пояса – геологические и изотопно-геохимические факты и геодинамические спекуляции. *Геология Карелии от архея до наших дней.* Петрозаводск, 2011. С. 33–36.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Киев: Наукова думка, 2008. 239 с.
- Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли. *Метаморфизм раннего докембрия.* Апатиты, 1980. С. 19–31.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. Москва: Недра, 1976. 231 с.
- Карта фаций регионального метаморфизма Украинского щита масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Этингоф И.М., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И., Белевцев Р.Я. Киев, 1982. 85 с.
- Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1978. 224 с.
- Кирилюк В.П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры. *Геол. журн.* 1971. Т. 31, № 6 (141). С. 42–54.
- Кирилюк В.П. Модель раннедокембрийского монофациального метаморфизма и ультраметаморфизма. *Геология метаморфических комплексов. Межвуз. науч.-темат. сб.* Вып. 6. Свердловск: Изд. УПИ, 1977. С. 40–47.
- Кирилюк В.П. О влиянии экзогенных факторов на температурный режим формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов щитов. *Геология метаморфических комплексов. Межвуз. науч.-темат. сб.* Вып. 17. Екатеринбург: Уральский горный ин-т, 1991. С. 4–13.
- Кирилюк В.П. Тектоніка фундаменту Українського щита (Пояснювальна записка до «Тектонічної карти фундаменту Українського щита» масштабу 1:2 000 000). Київ: УкрДГРІ, 2007. 74 с.
- Кирилюк В.П. Особливості ранньодокембрийського метаморфізму та його зв'язку з тектонікою. *Геодинаміка.* 2013. № 1 (14). С. 82–97.
- Кирилюк В.П., Гайовський О.В. Регіональний метаморфізм та стратиграфія фундаменту Українського щита. Ст. 1. Стратиграфія і метаморфізм мегаблоків Українського щита. *Геол. журн.* 2022. № 4 (381). С. 3–30. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.4.261979>
- Кирилюк В.П., Гайовський О.В. Регіональний метаморфізм та стратиграфія фундаменту Українського щита. Ст. 2. Загальна геохронологічна шкала докембрію та стратиграфія Українського щита. *Геол. журн.* 2023. № 1 (382). С. 3–16. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.262162>
- Кирилюк В.П., Смоголюк А.Г. Об основных структурных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита. *Геол. журн.* 1993. № 3 (270). С. 54–69.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). Єсіпчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.

- Лесная И.М., Легкова Г.В., Теплякова Н.В., Гринченко А.В. Цирконы из кварцитов с. Шамраевка (бугская серия). *Геохимия и рудообразование*. 1995. № 21. С. 69–73.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Артеменко Г.В., Арестова Н.А., Щербак Н.П., Пресняков С.Л. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизийной зоне Украинского щита. *Докл. РАН*. 2010. Т. 433, № 2. С. 212–218.
- Лобач-Жученко С.Б., Пономаренко А.М., Степанюк Л.М., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Возраст цирконов из эндрейто-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* 2011. Т. 33, № 1. С. 3–14.
- Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомолов Е.С. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса по данным изотопно-геохронологических исследований (Среднее Побужье, Украинский щит). *Мінерал. журн.* 2013. Т. 35, № 4. С. 87–99.
- Майерс Дж.С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии. *Ранняя история Земли*. Москва: Мир, 1982. С. 176–188.
- Метаморфизм Украинского щита. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И., Белевцев Р.Я., Этинггоф И.М., Щербакова Т.Г., Половко Н.И., Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г., Орс В.И., Вендиктов В.М., Зюльцле В.В., Хворова Г.П., Билинская Я.П., Пийяр Ю.К., Голуб Е.Н., Рокачук Т.А., Есипчук К.Е., Ярошук М.А., Никулина Э.А., Кириллов С.П., Слензак С.И., Степченко С.Б., Шаркин О.П., Глевасский Е.Б., Минеева В.Б., Батиевский Б.А. Киев: Наукова думка, 1982. 308 с.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты. 2002. 13 с.
- Планета Венера (атмосфера, поверхность, внутреннее строение): Барсуков В.Л., Волков В.П. (отв. ред.). Москва: Наука, 1989. 482с.
- Савко К.А. Новая карта метаморфизма докембрия территории России масштаба 1:5 000 000. *Вестн. ВГУ. Сер. Геология*. 2013. № 2. С. 5–18
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Ленинград: Недра, 1982. 343 с.
- Семенов Н.П., Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы криворожской серии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 11. С.18–30.
- Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І. До питання про вікові межі формування кошаро-олександрівської світи бузької серії Побужжя. *Геохімія та рудоутворення*. 2010. № 28. С. 4–10.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. Москва: Недра, 1966. 387 с.
- Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. *Геология и геофизика*. 1976. № 2. С. 67–75.
- Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендрейтів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах. *Мінерал. журн.* 2012. Т. 34, № 2. С. 64–79.
- Earth's oldest rocks. Edited by: Martin J. Van Kranendonk, Hugh Smithies and Vickie Bennett. Elsevier, 2007. 1307 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1144 p.
- Hansen Vicki L. Venus: A Thin-Lithosphere Analog for Early Earth? *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*. 2007. Vol. 15. Elsevier: Amsterdam – Boston – Heidelberg – London – New York – Oxford – Paris – San Diego – San Francisco – Singapore – Sydney – Tokyo. P. 987–1012.
- Knauth L.P., Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. Vol. 4, No. 9. P. 1095–1108.
- Oskwarek I., Perry E. Temperature limits of early Archaean ocean from oxygen isotope variations in the Isua supracrustal sequence, West Greenland. *Natur*. 1976. Vol. 259, No. 5540. P. 192–194.

Надійшла до редакції 31.07.2022

Надійшла у ревізованій формі 20.03.2023

Прийнята 20.04.2023

## REFERENCES

- Artemenko G.V., Shumlyansky L.V., Bekker A.Yu. 2020. First data on Eoarchean (3.95 Ga) rocks in the basement of the Azov block of the Ukrainian Shield. *Fundamentalnyie problemyi tektoniki i geodinamiki. Materialy Tektonicheskogo soveschaniya*. Т. 1. Moscow: GEOS, pp. 20–26 (in Russian).
- Artemenko G.V., Shumlyansky L.V., Bekker A.Yu. 2018. U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircon from the hleyevatka suit of Kryvbass (the Ukrainian Shield). *Geologichnij žurnal*, 2 (363): 42–57 (in Russian).
- Bartnitsky E.N., Nechaev S.V., Stulchikov V.A. 1985. Model age and some genetic features of the galena of Ukrainian Shield. *Geohimiya i rudoobrazovanie*. Kyiv: Naukova Dumka. Iss. 13, pp. 13–23 (in Russian).
- Belevtsev R.Ya. 1975. Problems of metamorphic zoning of the Precambrian. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Belevtsev R.Ya. 1982. Mode of zonal progressive metamorphism in the Precambrian of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).

- Bibikova E.V. 2004. The oldest Rocks of Earth: isotopic geochronology and geochemistry of isotopes. *Mineralogichnyy zhurnal*, 26, 3: 13–20 (in Russian).
- Bibikova E.V., Klaesson S., Fedotova A.A., Stepanyuk L.M., Shumlyanskiy L.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Ilinskiy L.C. 2013. The isotopic-geochronological (U-Th-Pb, Lu-Hf) study of zircons of archean magmatic and metasedimentary rocks of the Podolsk domen of the Ukrainian Shield. *Geohimiya*, 2: 99–121 (in Russian).
- Catalog of isotopic dates for rocks of the Ukrainian Shield. 1978. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Correlation chronostratigraphic scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (explanatory note). 2004. Yesypchuk K.Yu., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M., Scherbak M.P., Glevaskiy E.B., Skobelev V.M., Drannik A.S., Geychenko M.V. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Dobretsov N.L. 1980. Specificity of the early Precambrian metamorphism and the early history of the Earth. *Metamorfizm rannego dokembriya*. Apatity, pp. 19–31 (in Russian).
- Earth's oldest rocks. 2007. Edited by: Martin J. Van Kranendonk, Hugh Smithies and Vickie Bennett. Elsevier.
- General stratigraphic scale of the Lower Precambrian of Russia. Explanatory note. 2002. Apatity (in Russian).
- Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic. 2008. Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N., Shumlyanskiy L.V. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. 2012. The Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier.
- Hansen Vicki L. 2007. Venus: A Thin-Lithosphere Analog for Early Earth? *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*. 15. Elsevier: Amsterdam – Boston – Heidelberg – London – New York – Oxford – Paris – San Diego – San Francisco – Singapore – Sydney – Tokyo, pp. 987–1012.
- Knauth L.P., Epstein S. 1976. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 9: 1095–1108.
- Kyrylyuk V.P. 1991. On the influence of exogenous factors on the temperature regime of the formation of Early Precambrian metamorphic complexes of shields. *Geologiya metamorficheskikh kompleksov. Mezhvuzovskiy nauchnyi tematicheskij sbornik*. 17. Yekaterinburg: Ural Mining Institute, pp. 4–13 (in Russian).
- Kyrylyuk V.P. 1971. On the features of sedimentation, metamorphism and geological history of the Earth in Archean in the light of modern ideas about nature of Venus. *Geologichnij zhurnal*, 31, 6 (141): 42–54 (in Russian).
- Kyrylyuk V.P. 1977. Model of the monofacies metamorphism and ultrametamorphism of the Early Precambrian. *Geologiya metamorficheskikh kompleksov. Mezhvuzovskiy nauchnyi tematicheskij sbornik*. Iss. 6. Sverdlovsk: UPI press, pp. 40–47 (in Russian).
- Kyrylyuk V.P. 2007. Tectonics of the basement of the Ukrainian Shield. Explanatory note to the «Tectonic map of the basement of the Ukrainian Shield» on a scale of 1:2 000 000. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P. 2013. Peculiarities of early Precambrian metamorphism and its connection with tectonics. *Geodynamika*, 2 (13): 82–97 (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P., Gajovskiy O.V. 2022. Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of Ukrainian Shield. Article 1. Stratigraphy and metamorphism of megablocks of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 4 (381): 3–30. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.4.261979> (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P., Gajovskiy O.V. 2023. Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of Ukrainian Shield. Article 2. General geochronological scale of the Precambrian and stratigraphy of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 1 (382): 3–16. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.262162> (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P., Smogolyuk A.G. 1993. On the main structural elements of the floor-block structure of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 3 (270): 54–69 (in Russian).
- Lesnaya I.M., Legkova G.V., Teplyakova N.V., Grinchenko A.V. 1995. Zircons from quartzites of the Shamrayevka village (Bug series). *Geohimiya i rudoobrazovanie*, 21: 69–73 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S.B., Balaganskiy V.V., Baltybayev Sh.K., Stepanyuk L.M., Ponomarenko A.N., Lokhov K.I., Koreshkova M.Yu., Yurchenko A.V., Yegorova Yu.S., Sukach V.V., Berezhnaya N.G., Bogomolov Ye.S. 2013. Stages of Formation of the Bug Area Granulite Complex by the Data of Isotopic-Geochronological Investigations (the Middle Bug Area, the Ukrainian Shield). *Mineralogicheskij zhurnal*, 35, 4: 87–99 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.A., Sergeev S.A., Artemenko G.V., Arestova N.A., Shcherbak N.P., Presnyakov S.L. 2010. Paleoarchean tonalites in the Paleoproterozoic Orekhovo-Pavlograd collision zone of the Ukrainian Shield. *Reports of RAS*, 433, 2: 212–218 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S.B., Stepanyuk L.M., Ponomarenko A.N., Balaganskiy V.V., Sergeev S.A., Presnyakov S.L. 2011. Age of Zircons from Enderbite-Gneisses of the Middle Bug Area (Dniester-Bug Megablock of the Ukrainian Shield). *Mineralogicheskij zhurnal*, 33, 1: 3–14 (in Russian).
- Map of the facies of regional metamorphism of the Ukrainian Shield, scale 1:500 000. Explanatory note. 1982. Etingof I.M., Shcherbakov I.B., Sirosthan R.I., Belevtsev R.Ya. Kyiv (in Russian).
- Metamorphism of the Ukrainian Shield. 1982. Usenko I.S., Shcherbakov I.B., Sirosthan R.I., Belevtsev R.Ya., Etingof I.M., Shcherbakova T.G., Polovko N.I., Kravchenko G.L., Yakovlev B.G., Orsa V.I., Venidiktov V.M., Zyltsle V.V., Khvorova G.P., Bilynskaya Ya.P., Piyyar Yu.K., Golub E.N., Rokachuk T.A., Esipchuk K.E., Yaroshchuk M.A., Nikulina E.A., Kirillov S.P., Slenzak S.I., Stepchenko S.B., Sharkin O.P., Glevasskiy E.B., Mineyeva V.B., Batiyevskiy B.A. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).



- Myers J.S. 1982. Early Precambrian Gneiss Complex of Greenland. *Rannyya istoriya Zemli*. Moscow: Mir, pp. 176–188 (in Russian).
- Oskwarek I., Perry E. 1976. Temperature limits of early Archaean ocean from oxygen isotope variations in the Isua supracrustal sequence, West Greenland. *Natur*, 259, 5540: 192–194.
- Planet Venus (atmosphere, surface, internal structure). 1989. Responsible editors V.L. Barsukov, V.P. Volkov. Moscow: Nauka (in Russian).
- Salop L.I. 1982. Geological development of Earth in Precambrian. Leningrad: Nedra (in Russian).
- Savko K.A. 2013. New map of Precambrian metamorphism in Russia, scale 1:5 000 000. *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Ser. Geologiya*, 2: 5–18 (in Russian).
- Semenenko N.P., Shcherbak N.P., Bartnitsky E.N. 1974. Geochronological substantiation of the lower age limit of the Krivoy Rog series. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Seriya geologicheskaya*, 11: 18–30 (in Russian).
- Shuldiner V.I. 1976. Geothermal gradient in the Archaean and conditions for the formation of Archean complexes. *Geologiya i geofizika*, 2: 67–75 (in Russian).
- Shumlyansky L.V. 2012. Geochemistry of pyroxenepagioclase gntisses (enderbites) of the Bug rea and Hf isotope composition in zircons. *Mineralogicheskij zhurnal*, 34, 2: 64–79 (in Ukrainian).
- Tugarinov A.I., Voitkevich G.V. 1966. Precambrian geochronology of the continents. Moscow: Nedra (in Russian).
- Vrevsky A.B. 2011. Archean greenstone belts – geological and isotope-geochemical facts and geodynamic speculations. *Geologiya Karelii ot arheya do nashih dney*. Petrozavodsk, pp. 33–36 (in Russian).
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Moralev V.M. 1976. Global tectonics, magmatism and metallogeny. Moscow: Nedra (in Russian).

Received 31.07.2022

Received in revised form 20.03.2023

Accepted 20.04.2023

## Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of the Ukrainian Shield.

### Article 3. Features of lithogenesis and metamorphism of the Early Precambrian complexes and their duration

V.P. Kyrylyuk, O.V. Gaiovskyi

Ivan Franko Lviv National University, Lviv, Ukraine

E-mail: Kyrylyuk.V@i.ua; ogayovskyi@gmail.com

The stratigraphic dismemberment of the Lower Precambrian has always been inextricably linked with the study of metamorphism. The degree of metamorphism of the complexes was even used for some time as an indication of their relative age. This sign was not confirmed by isotope dating and was no longer taken into account in the stratigraphic dismemberment of the basement of the shields, including the preparation of official stratigraphic schemes of the Precambrian of the Ukrainian Shield.

The authors of the article believe that the degree of metamorphism can still be used in developing the stratigraphy of the Ukrainian Shield. The possibility of such use of metamorphism is considered in a series of publications. The first article describes the stratigraphy and metamorphism of all megablocks of the Ukrainian Shield. It is shown that older stratigenic complexes in each of the megablocks are characterized by higher temperature metamorphism. At the same time, the distinctive features of the composition and metamorphism of the stratigenic complexes, according to the authors, are a reflection of large successive stages of the geological development of the Ukrainian Shield in the Early Precambrian and can serve as the basis for compiling a regional stratigraphic scheme on a historical-geological basis. A version of the regional stratigraphic scheme of the Ukrainian Shield on a historical-geological basis, compiled at the level of complexes, proposed in the second article of the series. In this final article of the cycle, the conditions and duration of lithogenesis and accompanying metamorphism of various sequentially formed stratigenic complexes of the Lower Precambrian are considered. The idea is put forward that the initial pre-metamorphic composition of the complexes and their metamorphism are determined by the temperature state of the upper shells of the Earth and their directed thermal evolution at the early stages of geological history. The existence of hydrospheric, early thermohydrospheric, late thermohydrospheric and normohydrospheric global stages of lithogenesis, lasting from 300 to 700 Ma, and continuous metamorphism from 3.8 to 2.0–1.9 Ga are assumed. During this time, a single metamorphic (paleotemperature) zoning of the basement of the Ukrainian Shield was formed, in which all stratigenic complexes of different ages participate.

**Keywords:** regional metamorphism; stratigraphy; geochronology; Lower Precambrian; Ukrainian Shield.