

УДК 551.71/.72:552./

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНІ КОМПЛЕКСИ ФУНДАМЕНТУ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ ПОЯСІВ НИЖНЬОГО ДОКЕМБРІЮ

А. Сіворонов

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Фундамент нижньодокембрійських зеленокам'яних поясів зі структурно-формаційного і вікового поглядів є надзвичайно неоднорідним. На всіх щитах давніх платформ він складається з двох структурно-формаційних комплексів: чарнокіт-гранулітового, що має досить обмежене поширення, і плагіогранітоїдно-амфіболітового, що явно домінує в межах гранітно-зеленокам'яних областей. Типоморфні особливості цих структурно-формаційних комплексів повторюються в межах фундаменту всіх давніх платформ. Дослідження засвідчують, що популярні останніми десятиліттями уявлення про однорідність “сірогнейсових асоціацій” не знаходять підтвердження як у наведених геологічних, так і в радіологічних даних.

Ключові слова: структурно-формаційний комплекс, плутонічний комплекс, плутонометаморфічний комплекс, зеленокам'яні пояси.

Сьогодні більшість геологів визнає, що зеленокам'яні пояси розміщені на сіалічному гранітогнейсовому фундаменті. На значних площах між зеленокам'яними структурами переважають здебільшого різноманітні за складом і походженням гранітоїди, а підпорядковане значення мають метаморфічні утворення (гнейси, кристалічні сланці та амфіболіти), що складають різновеликі реліктові тіла в “морі” гранітоїдів. Зазначимо, що не всі гранітоїдні масиви належать до фундаменту: багато з них, передусім ті, які розташовані в безпосередній близькості до зеленокам'яних структур, мають активні інтрузивні контакти з цими структурами і є плутонічною складовою тоналіт-зеленокам'яних формаційних комплексів.

Значна частина метаморфічних і гранітоїдних утворень фундаменту належить до монофазально метаморфізованих амфіболітових (чи плагіогранітоїдно-амфіболітових) формаційних комплексів [30, 31, 32–36, 41, 53]. У межах гранітно-зеленокам'яних областей локально розвинуті по-різному діафторовані гранулітові комплекси, що розташовані переважно в їхніх периферійних частинах. Власне такими є загальні характерні особливості фундаменту, які можна спостерігати у будь-якій гранітно-зеленокам'яній області, хоча кожна з них відрізняється специфікою будови і складу.

Уже протягом трьох десятиліть “з легкої руки” Мак-Грегора серед геологів-докембристив популярні уявлення про порівняно однорідний тоналіт-сірогнейсовий склад фундаменту зеленокам'яних поясів. Звідси й ідея щодо тоналітового

складу первинної сіалічної земної кори. Такий підхід до розуміння ранньої історії Землі ґрунтувався передусім на геохімічних і радіологічних дослідженнях нижнього докембрію Західної Гренландії, де Мак-Грегор свого часу визначив найдавніші, як тоді здавалося, утворення земної кори.

Проведемо структурно-формаційний аналіз фундаменту зеленокам'яних поясів по усіх гранітно-зеленокам'яних областях.

Фундамент Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області

У Середньопридніпровській гранітно-зеленокам'яній області фундамент утворює великі блоки, які розділяють зеленокам'яні пояси та окремі зеленокам'яні прогини (рис. 1). До нього належать локально розвинутий гранулітовий комплекс і аульський плагіогранітоїдно-амфіболітовий формаційний комплекс, що складається з суперкрустальних формацій аульської серії та ультраметаморфічних гранітоїдних формацій, що асоціюють з ними [30, 34, 48, 51, 63]. Незважаючи на те, що безпосередні вікові співвідношення аульської серії з зеленокам'яним комплексом не зафіксовані, низка посередніх (побічних) ознак [63] однозначно свідчить про давніший вік першої, що і відображено на затвердженій УРМСК стратиграфічній схемі Українського щита.

Численні публікації [40, 41, 48–51, 63] присвячено розгляду складу і будови фундаменту Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області, отож ми лише коротко розглянемо його формаційні особливості і тектонічну структуру.

Утворення славгородського гранулітового комплексу (Славгород-Синельниківська група магнітних аномалій) вперше виявлені Б. Берзеніним [3] у північно-східній частині Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області. Вони складають Славгородську брилу (див. рис. 1), яка відмежована розломами від структур аульського комплексу [63]. Породи з мінеральними асоціаціями гранулітової фації описав також Н. Кушинов на північному заході від Белозерського зеленокам'яного прогину [26].

Самостійність славгородського комплексу зумовлена насамперед специфічним складом суперкрустальних і гранітоїдних формацій, що помітно відрізняють його від інших утворень Середнього Придніпров'я. Вивчений невеликий фрагмент розрізу комплексу за парагенезисом різноманітних гіперстенемісних порід можна зачислити до типової для гранулітових комплексів інших регіонів суперкрустальної формації гіперстенемісних гнейсів і кристалічних сланців [29–32, 35]. Гранітоїди комплексу, передусім ендербіти, належать до ультраметаморфічної гнейсово-ендербітової формації, дуже подібної до такої ж з побузького комплексу [53]. Значно розвинуті у Славгородській брилі біотитові і біотитроговообманкові плагіогранітогнейси і діоритоподібні породи, які, найімовірніше, є діафторованими ендербітами [3]. Практично весь славгородський комплекс діафторований в умовах амфіболітової фації. Ця обставина, разом з даними про структурні співвідношення аульського і славгородського комплексів, свідчить не тільки про давніший вік славгородського комплексу порівняно з іншими утвореннями Середнього Придніпров'я, а й про формування його протягом повного тектонометаморфічного циклу [63].

Найпоширеніший у Середньому Придніпров'ї аульський плагіограніт-амфіболітовий комплекс. Головні особливості його будови зумовлені тісною параге-

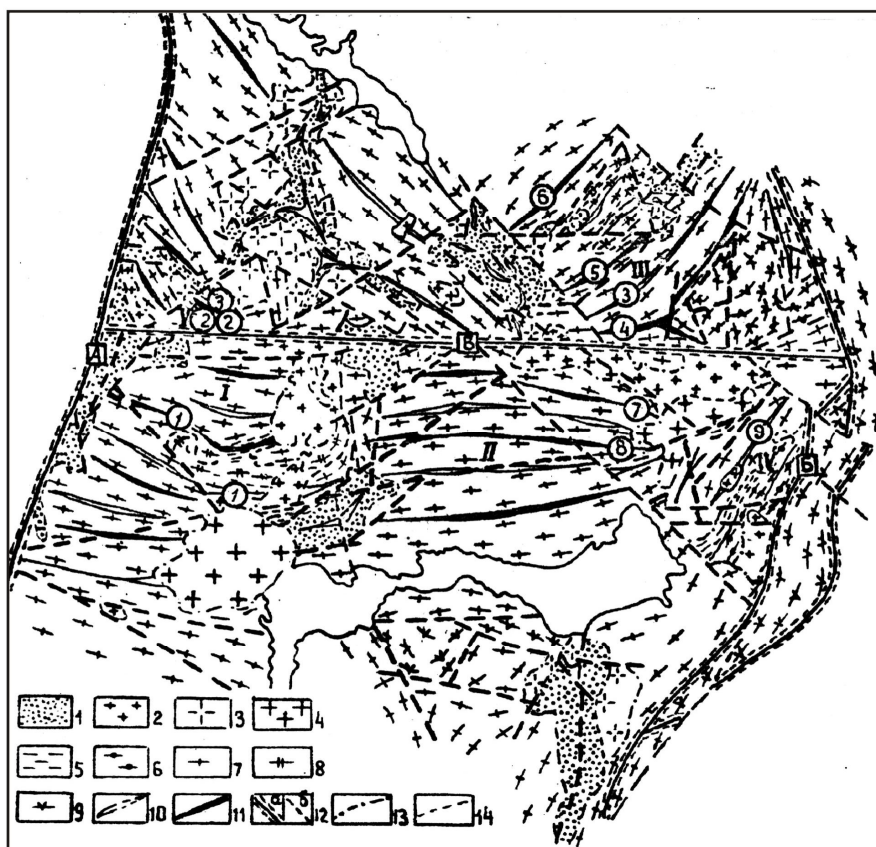


Рис. 1. Структурна схема Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області. Конкський структурний поверх (тоналіт-зеленокам'яний СФК): 1 – вулканогенні, вулканогенно-осадові та осадові утворення конкської і криворізької серій. Гранітоїдні утворення конкського комплексу: 2 – апліто-пегматоїдна, 3 – тоналіт-плагіогранітна, 4 – гранітна формації. Аульський структурний поверх (плагіограніт-амфіболітовий СФК): суперкрystalні формації аульського комплексу: 5 – кристалосланцево-гнейсова, 6 – кристалосланцево-амфіболітова. Ультраметаморфічні формації аульського комплексу: 7 – біотитових плагіо- і плагіомікроклінових гранітогнейсів, 8 – біотитових, роговообманково-біотитових плагіогранітогнейсів і діоритоподібних порід. Славгородський структурний поверх (чарнокіт-гранулітовий СФК): 9 – діафторовані двопіроксенові кристалічні сланці і гнейси, ендербіти, плагіогранітогнейси; 10 – осі синклінальних структур (цифри в колах): 1 – Шолоховська, 2 – Мар'євська, 3 – Нікопольська; 11 – осі антиклінальних структур (цифри в колах): 1 – Петровська, 2 – Райпольська, 3 – Сасвська, 4 – Башмачкинська, 5 – Звонецька, 6 – Краснокаменська, 7 – Вольнянська, 8 – Запорізька, 9 – Комишуваська; 12 – розривні порушення: а – зони глибинних розломів (А – Криворізько-Кременчуцький, Б – Оріхово-Павлоградський, В – Девладівський), б – інші розривні порушення; 13 – межі між структурними поверхами; 14 – геологічні межі між підрозділами всередині структурних поверхів. Тектонічні блоки: I – Сакаганський, II – Запорізький, III – Дніпропетровський, IV – Комишуваський, V – Демури́нський.

нетичною асоціацією суперкрустальних формацій, яким властиві однорідний метаморфізм амфіболітової фації та ізофаціальні ультраметаморфічні формації [38]. В обсязі комплексу гранітоїдні формації явно превалюють (понад 90 %) і закартовані як елементи широкого поля різномірних за морфологією мігматитів. Раніше всі гранітоїди Середнього Придніпров'я виділяли як один дніпровський комплекс, однак дослідження останніх років засвідчили, що частину з них необхідно зачислити до молодшого інтрузивного сурсько-токівського комплексу, становлення якого відбувалось на етапі розвитку зеленокам'яних поясів [4]. Сурсько-токівський комплекс, відповідно, треба, розділити на два – сурський, представлений тоналіт-плагіогранітною формацією, і токівський чи токівсько-мокромосковський, у складі якого є гранітна і лейкогранітна формації [56].

Суперкрустальні формації аульського комплексу розміщені серед гранітоїдів у вигляді різновеликих реліктових тіл. Найбільші з них розташовані в басейнах рік Базавлук і Базавлучок. Саме тут вивчено найповніші розрізи двох суперкрустальних формацій (знизу вгору): кристалосланцево-гнейсової і кристалосланцево-амфіболітової, які раніше ми розглядали у складі однієї гнейсово-амфіболітової формації [31, 41, 50, 51, 63].

Кристалосланцево-гнейсова формація складена біотитовими плагіогнейсами (1), (\pm епідот \pm карбонат \pm біотит) – роговообманковими плагіогнейсами (2), кристалосланцями (3) і параамфіболітами (4) – головними її членами; петрографо-геохімічний опис наведених порід є у праці [50].

Структура формації багатопорядково-ритмічна. Серед елементарних ритмів (парагенезисів) розрізняють дво- і трикомпонентні різновиди: (1+2), (1+2+3), (2+3+4), зрідка – (2+4), які є похідними від повного чотирикомпонентного ритму (1+2+3+4). Розвиток редукованих різновидів ритмів зумовлений фаціальними заміщеннями (фаціальними рядами), серед яких є 1–2, 2–3, 3–4.

Аналіз розрізів формації (рис. 2) засвідчує нерівномірне поширення різновидів елементарних парагенезисів (ритмів) і відмінності кількісних співвідношень головних членів формації в її нижній, середній і верхній частинах. У будові нижньої частини формації беруть участь чотири різновиди елементарних парагенезисів: (1+2), (1+2+3), (3+4); середньої – три (1+2), (2+4), (1+4); верхньої – також три (2+3+4), (3+4), (2+4). Сталість (стійкість) набору різновидів породного парагенезису у кожній з трьох частин формації дає підстави виокремити їх у ранзі підформацій. Розрізи підформацій загалом однотипні: елементарні парагенезиси в них утворюють по дві спрямовані зміни, кожній з яких властиво підвищення вапняковості й основності елементарних парагенезисів від нижньої до верхньої частини. Важливо, що цій закономірності підпорядкований розподіл порід в елементарних парагенезисах і підформацій – у формації.

Кристалосланцево-амфіболітова формація поширена обмежено. Головні її члени представлені (\pm біотит \pm епідот)–роговообманковими кристалічними сланцями і (\pm епідот \pm гранат)–роговообманковими амфіболітами, другорядні – роговообманковими плагіогнейсами, які простежені спорадично; сторонні (чужі – алофільні) члени – різноманітними гранітогнейсами та аплітопегматоїдними гранітами.

Про характер вертикальної впорядкованості формації дає уявлення розріз, складений у долині р. Базавлучок північніше с. Слов'янка (рис. 3). Розріз формації дуже однорідний, монотонний, проте з явними ознаками ритмічної будови,

зумовленої повторюваністю однотипно побудованих елементарних парагенезисів (ритмів). Основа ритмів складена кристалосланцями, а верхня частина – різноманітними за структурно-текстурними і речовинними ознаками амфіболітами. В обсязі одного пласта розрізняють ділянки дрібно- і середньозернистих, масивних, сланцюватих і плямистих амфіболітів з гранатом і без нього. Елементарні парагенезиси згруповані у спрямовані зміни. За кількісними співвідношеннями головних членів у розрізі формації виділяють дві підформації: нижня суттєво кристалосланцева; верхня – суттєво амфіболітова. Отже, знизу вверху за розрізом виразно виявлена тенденція підвищення основності та карбонатовості. Ця ж тенденція відображена у послідовності елементарних парагенезисів. Оскільки аналогічний характер упорядкованості структури є і в кристалосланцево-гнейсовій формації, то його можна трактувати як універсальну форму зв'язку різнорангових структурних елементів суперкрудальних формацій аульського комплексу.

Найбільш ранні гранітоїдні утворення аульського комплексу виокремлюють у самостійну формацію метаморфізованих тоналітів, чи тоналітів ранньої генерації [5], які впевнено домінують тільки на окремих невеликих (2–5 км²) ділянках. Основний об'єм формації становлять темно-сірі дрібнозернисті (до дрібно-середньозернистих) біотитові плагіогнейси з масивною чи невиразно виявленою гнейсоподібною текстурою. Їм властива виняткова гомогенність і за цілим комплексом ознак вони цілком відповідають поняттю найдавніших тоналітів чи сірих гнейсів [5]. Плагіо- і плагіомікроклінові мігматити, гранітогнейси, що розвиваються по тоналітах, відрізняються від таких самих в асоціації з суперкрудальними формаціями химерним малюнком смугастості і гнейсоподібності без виразно виявлених переважних напрямів. Детальне вивчення структурно-речовинних особливостей метатоналітів і їхніх співвідношень із вмисними породами дає підстави зробити висновок про те, що вони є інтрузивними утвореннями, які вкорінювались у раму суперкрудальних формацій аульського комплексу на завершальній стадії метаморфізму, однак до початку процесів ультраметаморфізму [5].

Ультраметаморфічні гранітоїди аульського комплексу представлені гнейсоплагіограніт-гранітною і гнейсо-діорит-плагіогранітною формаціями, а їхні відмінності зумовлені різним складом суперкрудальних формацій субстрату, за яким вони розвиваються [38, 56]. Загальною характерною особливістю цих гранітоїдних формацій є стала наявність у них включень метаморфічних порід, які й зумовлюють своєрідність внутрішньої структури. Форма включень метаморфічних порід, за деякими винятками, лінзо- чи пластовподібна з повною підпорядкованістю орієнтування директивних текстур метаморфічних порід і кристалізаційної сланцюватості гранітоїдів, причому форма включень метаморфічних порід стала в різних частинах формаційних тіл. Це зумовлює пластово-лінзовий характер внутрішньої структури формацій загалом. Характерна виразна приуроченість включень метаморфічних порід певного складу до конкретних гранітоїдних утворень. Наприклад, плагіогнейси постійно виявляють просторову сумісність (сполученість) з плагіо- і плагіомікрокліновими гранітогнейсами, а діоритоподібні породи супроводжують кристалічні сланці та амфіболіти.

Найпоширенішою у Середньому Придніпров'ї є гнейсограніт-плагіогранітова формація. Головні її члени – епідот-біотитові і біотитові плагіо- і плагіомікроклінові гранітогнейси, серед яких постійно спостерігають різні за розміром

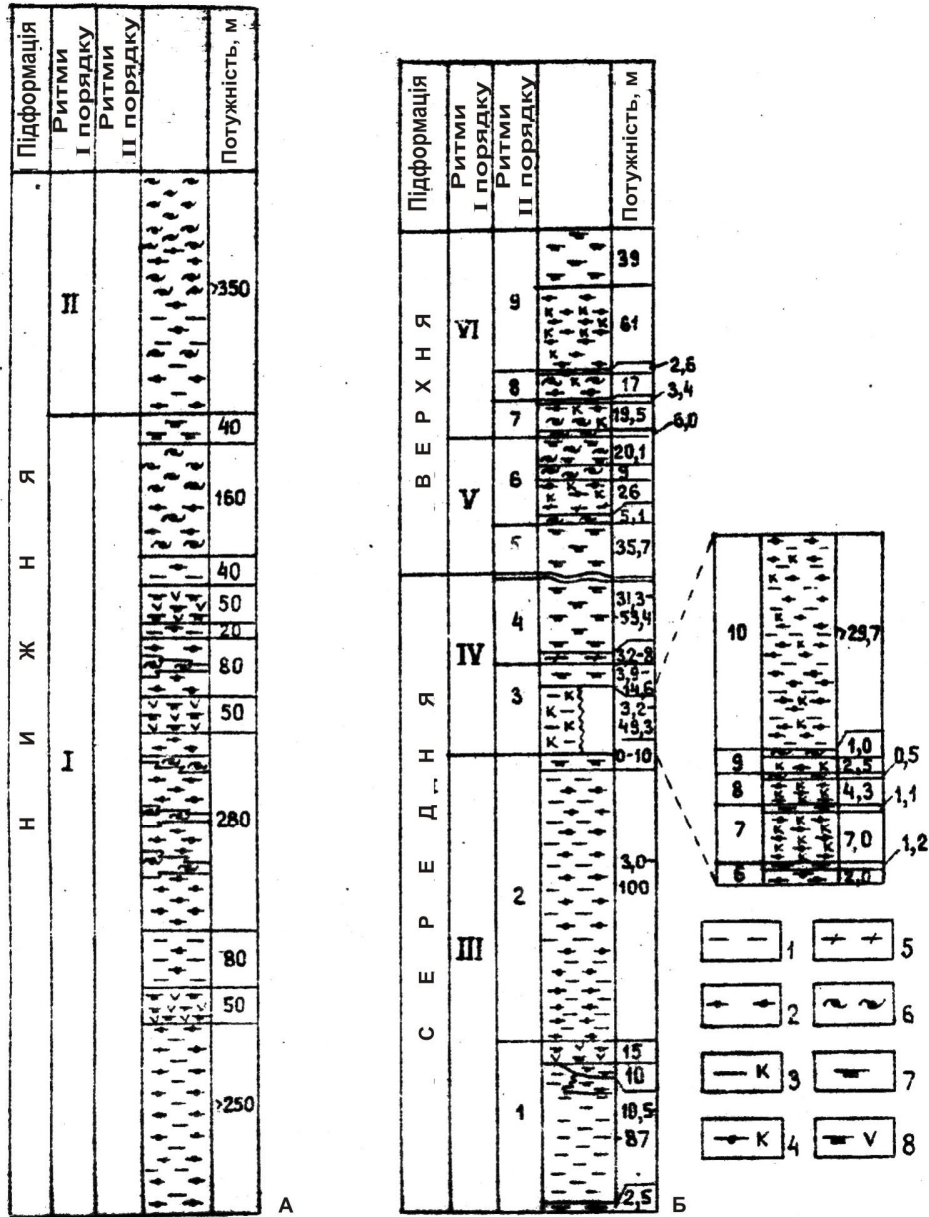
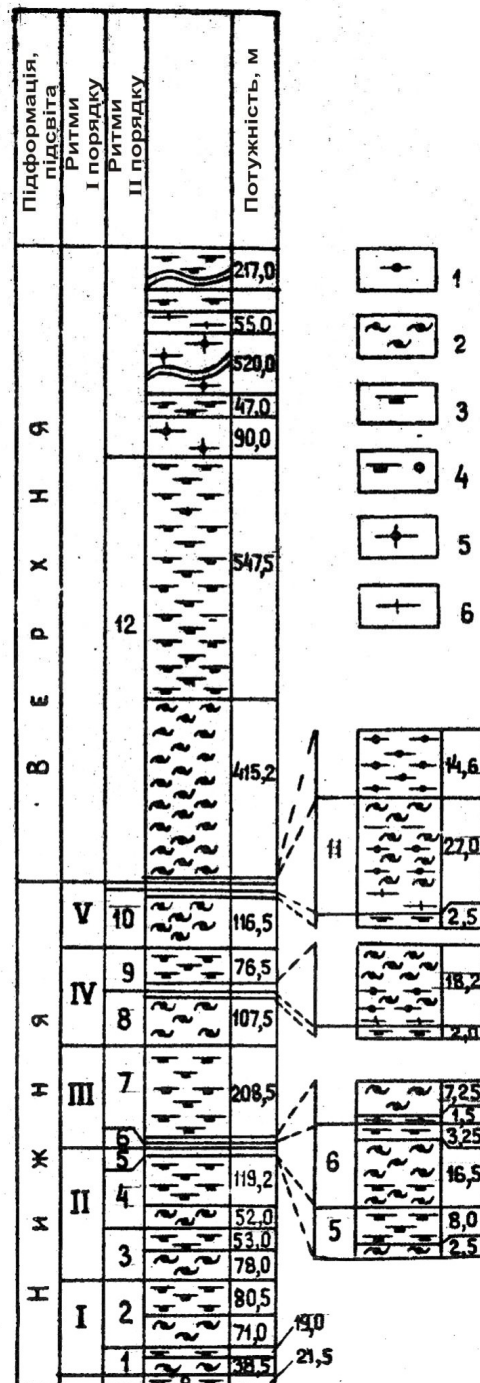


Рис. 2. Часткові розрізи кристалосланцево-гнейсової формації верхів'я р. Базавлучок (А) і району с. Шолохове (Б):

1 – біотитові плагіогнейси; 2 – біотит-роговообманкові плагіогнейси; 3 – карбонат-біотитові плагіогнейси; 4 – карбонат-біотит-роговообманкові плагіогнейси; 5 – кварцито-гнейси; 6 – роговообманкові кристалосланці; 7 – амфіболіти; 8 – амфіболітита.

Рис. 3. Розріз кристалосланцево-амфіболітової формації середньої течії р. Базавлучок:

1 – роговообманкові плагіогнейси; 2 – роговообманкові кристалосланці; 3 – амфіболіти; 4 – гранатові амфіболіти; 5 – роговообманкові плагіогранітогнейси і діоритоподібні породи; 6 – біотитові гранітогнейси.



включення плагіогнейсів і амфіболітів. Менш широко розвинута гнейсодіорит-плагіогранітова формація, яка відрізняється переважанням у її складі діоритоподібних порід і амфіболітів, а самі гранітоїди, зазвичай, амфіболовмісні, з дуже незначною кількістю плагіомікроклінових різновидів [38, 56].

Складчасту структуру аульського комплексу детально описано раніше [49, 60], тож зосередимо увагу тільки на її загальних особливостях. Аульському комплексу властива наявність переважно субширотних структурних напрямів, найвиразніше виявлених у південних частинах Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області (див. рис. 1). Великі широтні антиклінали тут наче "просвічують" під субмеридіональними зеленокам'яними поясами, виділяючи невідповідність їхніх структурних планів. Відхилення від субширотного структурного плану спостерігають у північно-східній і східній частинах області, вони зумовлені, з одного боку, впливом пізніших рухів, а з іншого, – розташуванням тут жорстких гранулітових брил. Важливою особливістю морфології складчастих структур є наявність крупних антиклінальних форм, деякі з них простягаються у широтному напрямі майже через усе Середнє Придніпров'я. Ундуляція шарнірів цих структур зумовлює їхнє розчленування на ланцюжки антикліналей з брахіальними обрисами. Утворення поперечних сідлоподібних структур, що розділяють великі широтні антиклінали, пов'язане, мабуть, з накладенням пізнішого субмеридіонального структурного плану, з яким узгоджується накладена сланцюватість і діафторез зеленосланцевої фації [49, 63].

Гранітогнейсові куполи в їхньому типовому вираженні не відіграють у Середньому Придніпров'ї тієї ролі, яку їм надають (чи надавали) деякі дослідники [17, 18]; для Саксаганського блока це доведено раніше [49].

Склад і будова фундаменту Фено-Карельської і Курсько-Белгородської гранітно-зеленокам'яних областей

За фаціальною належністю мінеральних асоціацій у фундаменті зеленокам'яних поясів *Фено-Карельської* гранітно-зеленокам'яної області виділяють гранулітовий і амфіболітовий суперквартально-гранітоїдні комплекси. Проте деякі дослідники до фундаменту зачисляють тільки гранулітовий комплекс [10, 58], а амфіболітовий вважають результатом ультраметаморфогенного перетворення нижніх частин зеленокам'яного комплексу. За аналогією з Середньопридніпровською та іншими зеленокам'яними областями, ми є прихильниками дещо ширшого розуміння об'єму фундаменту, що знайшло відображення у працях К. Кратца [21], Л. Харітонова [66] і С. Лобач-Жученко [9, 45, 46]. Ці дослідники зачисляють до фундаменту більшу частину плагіогранітоїдів, які разом із включеннями метаморфічних порід мігматизовані і здебільшого перетворені в плагіомікроклінові гранітогнейси.

Гранулітовий комплекс утворений невеликими блоками (Вокнаволоцький, Вигозерський, інші дрібніші), що оточені гранітоїдами з амфіболітовими мінеральними асоціаціями [58]. У фізичних полях гранулітовим блокам (брилам) властиві значні магнітні та гравітаційні аномалії [58]. Комплекс складається з суперквартальної та гранітоїдної частин. Суперквартальні породи представлені основними двопріоксен-рогообманковими кристалічними сланцями, гіперстен-біотитовими плагіогнейсами і глиноземистими гранат-силіманітовими і гранат-біотито-

вими гнейсами. В умовах широко виявленого діафторезу двопіроксенові кристалосланці перетворюються в гранатові амфіболіти, біотит-роговообманкові та епідот-біотитові кристалосланці, а гіперстен-біотитові плагіогнейси – в біотитові плагіогнейси гранітоподібного вигляду. Отже, тут, як і в Середньому Придніпров'ї, гранулітовий комплекс сильно діафторований в умовах, ізофаціальних прогресивному метаморфізму амфіболітового комплексу. Детально гранулітовий комплекс описано у працях Л. Свириденко [57, 58], яка за геолого-геофізичними даними переконливо обґрунтувала найдавніший у Карелії вік гранулітів, які можна порівняти, на її погляд, з найдавнішими гранулітовими утвореннями Центральнокольського блока, Волго-Уральської області і побузьким комплексом Українського щита [58].

Амфіболітовий комплекс широко розвинутий у Фено-Карельській гранітно-зеленокам'яній області, він складає більшу частину міжпоясних блоків. У Центральній Карелії субстрат ультраметаморфічних гранітоїдів представлений біотитовими плагіогнейсами чи тоналітогнейсами, давно відомими у складі комплексу найдавніших олігоклазових гранітів. Достатньо повну характеристику цих утворень надали С. Лобач-Жученко, І. Крилов, В. Чекулаєв та ін. [9]. За багатьма параметрами олігоклазові граніти Карелії схожі на метатоналіти Середнього Придніпров'я.

Значно більшою строкатістю вирізняється субстрат плагіо- і плагіомікроклінових гранітоїдів Західної Карелії. Тут зберігаються окремі верстви, пачки, іноді цілі товщі роговообманкових, біотитових, двослюдяних гнейсів і кристалосланців; трапляються також залізисті кварцити і гранат-біотитові (з кіанітом і ставролітом) гнейси. Тут Л. Свириденко виділила біотитову й амфіболову гранітизаційні серії, що відрізняються складом гранітоїдів і їхнього субстрату [58]. Гранітоїди біотитової серії дуже нагадують плутонометаморфічну гнейсограніт-плагіогранітну, а гранітоїди амфіболової серії – гнейсо-діорит-плагіогранітну формації аульського комплексу Середнього Придніпров'я. Субстратом найпоширенішої в Карелії біотитової гранітизаційної серії є біотитові плагіогнейси, за якими внаслідок ізохімічного бластезу розвиваються плагіо-гранітогнейси. Роговообманкові та біотит-роговообманкові плагіогранітогнейси (бластити) амфіболової гранітизаційної серії – це діоритоподібні породи з пласто- і лінзоподібними включеннями роговообманкових кристалосланців і амфіболітів [58]. Мігматити і гранітогнейси фундаменту зеленокам'яних поясів Східної Фінляндії мають загалом аналогічний склад [72].

Для структурного плану фундаменту Центральної і Західної Карелії характерний складноскладчастий малюнок з переважно північно-західним напрямом складчастих і розривних структур. Відхилення від генерального північно-західного напрямку спостерігають у гранулітових брилах, які вирізняються нелінійним типом складчастості [21, 58].

У фундаменті зеленокам'яних структур *Курсько-Белгородської* гранітно-зеленокам'яної (суперкрустально-чарнокіт-ендербітові) і амфіболітові (суперкрустально-гранітоїдні) комплекси формують автономні геоблоки КМА [23], причому зеленокам'яні пояси розташовані на амфіболітових комплексах, а гранулітові блоки оконтурюють гранітно-зеленокам'яну область з північного заходу [23].

У стратиграфічній схемі КМА метаморфічні породи амфіболітового комплексу належать до обоянської серії, а породи гранулітового комплексу є у складі давнішої брянської серії [23, 53].

До гранулітового комплексу належать Брянський, Серпуховський і Камішинський блоки Курсько-Воронезького щита [23]. Суперкрукстальні утворення представлені біотитовими, граніт-біотитовими плагіогнейсами і гранулітами, двопріоксен-біотитовими кристалосланцями, силіманіт-гранат-біотитовими і гранат-біотит-гіперстеновими гнейсами [22]; потужність комплексу за геофізичними даними сягає 5–8 км [22]. За аналогією з побузьким комплексом зазначені породи, найімовірніше, належать до лейкогранулітової формації.

Гранітоїдна складова гранулітового комплексу представлена породами чарнокіт-ендербітового ряду.

Обоянська серія потужністю 5–7 км складена суперкрукстальними утвореннями амфіболітового комплексу і розділена Є. Крестіним на дві товщі: нижня представлена роговообманково-біотитовими плагіогнейсами з окремими малопотужними пластами амфіболітів, а верхня – біотитовими гнейсами [23]. Верхня частина розрізу суперкрукстальної частини амфіболітового комплексу, що виділена у складі Покровської серії [23], представлена залізородно-гнейсово-амфіболітовою формацією. Нижня частина формації складена біотитовими плагіогнейсами, що чергуються з магнетитовими кварцитами, кристалосланцями й амфіболітами, а верхня – переважно амфіболітова, з поодинокими пластами залізистих кварцитів [22], які, зазвичай, розташовані на межі плагіогнейсів і амфіболітів ([35].

Мігматит-тоналіт-плагіогранітна формація [23] містить гранітоїдну частину плагіограніт-амфіболітового комплексу. Внаслідок кремнекалієвого метасоматозу та анатексису плагіогранітоїди частково перетворені в плагіомікроклінові граніти, аж до аляскітових мігматит- і анатектит-гранітів [23].

Тектонічна будова фундаменту зеленокам'яних поясів КМА майже не вивчена, а ті скромні дані, які є в літературі, одержані з геофізичних матеріалів [15, 20]. За характером внутрішньої структури фізичних полів блоків фундаменту можна зробити висновок про нелінійний характер складчастості [20]. Зазвичай, описують овальні, куполоподібні гранітогнейсові і гнейсові структури, що облямовані вузькими кільцевими зонами підвищеної магнітності. Периферійні частини блоків інтенсивно перероблені дещо пізнішою складчастістю етапу розвитку зеленокам'яних поясів з утворенням невеликих синклінальних структур, складених зеленокам'яним комплексом і орієнтованих згідно з простяганням сусідніх зеленокам'яних поясів [20].

Загальні відомості про фундамент зеленокам'яних поясів Канадського, Західноавстралійського, Південноафриканського та Індійського щитів

Тривалий час серед канадських геологів панувало уявлення про найдавніші “зеленокам'яні ядра” континентів, згідно з яким зеленокам'яні комплекси розглядали як найдавніші утворення земної кори. Тепер ці уявлення більшістю дослідників переглянуті, оскільки в деяких місцях виявлено сіалічний фундамент зеленокам'яних поясів. Важливу роль відіграло вивчення дуже поширених у

зеленокам'яному комплексі базальних і внутрішньоформаційних конгломератів з галькою і валунами гранітоїдів фундаменту. Зазначимо, що висновок про наявність сіалічного фундаменту зеленокам'яних поясів на Канадському щиті на підставі особистих спостережень та аналізу літературного матеріалу давно вже зробили Є. Лазько [27, 28] і Л. Салоп [54, 55].

Як і в інших гранітно-зеленокам'яних областях, у провінції *Сьюпріор* фундамент зеленокам'яних поясів складається з високометаморфізованих і гранітованих утворень гранулітового та амфіболітового комплексів.

Найдавніший гранулітовий комплекс утворює великі брили в північно-східній (субпровінція Унгава), північно-західній (гранулітовий пояс Пікуїтоней) і центральній (пояс Капускейсінг) частинах гранітно-зеленокам'яної області. Порівняно добре вивчений [62, 70] пояс Пікуїтоней складається з гнейсів і кристалосланців, ендербітів, чарнокітів, анортозитів і гранодіоритів. Переважно розвинені двопіроксенові кристалосланці та гнейси з окремими малопотужними прошарками кальцифірів і залістих кварцитів. Це породний парагенезис кальцифір-кристалосланцевої формації, типової для найдавніших гранулітових комплексів Українського та Алдано-Вітимського щитів [61, 64]. З поясом Пікуїтоней пов'язані зони високих магнітних і гравітаційних аномалій.

У складі гранулітового поясу Капускейсінг, який простягається на 500 км і в ширину до 20 км, беруть участь різноманітні парагнейси з прошарками амфіболітів, а також тоналіти й анортозити. Гранулітова фація високих тисків зафіксована тут мінеральною асоціацією: плагіоклаз + кварц + гранат + клінопіроксен + рогова обманка. Вірогідно, що пояс загалом є великим лінеаментом, у межах якого давній гранулітовий фундамент піднятий у вигляді ряду вузьких блоків чи клинів завдяки великій вертикальній складовій лівобічного зсуву.

У великих гранулітових блоках субпровінції Унгава відслонені смугасті амфібол-гіперстеннові та амфібол-двопіроксенові гнейси, які розміщені серед значних полів розвитку гранітогнейсів амфіболітового комплексу.

Більша частина фундаменту провінції Сьюпріор складена амфіболітовим комплексом, поширеним у гнейсових поясах Кветіко, Інгліш Рівер та інших, що розділяють зеленокам'яні пояси та їхні системи. Серед порід комплексу, за складом наближених до тоналітів, трондємітів і гранодіоритів, найбільше розвинуті біотитові плагіогнейси, складені з андезину (60 %), біотиту (20–30 %) і кварцу (близько 20 %). Крім них, до амфіболітового комплексу належать біотит-роговообманкові плагіогнейси і кристалічні сланці, амфіболіти, гранітогнейси і різноманітні мігматити. Метаморфічні породи утворюють пластові, іноді брилові включення різного розміру в гранітоїдах.

Сіалічний фундамент зеленокам'яних поясів *Йілгарнського блока* в Західній Австралії представлений також двома групами утворень, що відрізняються за складом і ступенем метаморфізму. Давнішими вважають різноманітні гнейси, кристалічні сланці і залістисті кварцити з гранулітовими мінеральними асоціаціями, розвинуті серед "давніх гранітів" у зоні Уїт Белт [74]; метаморфічні породи в ній утворились переважно з первинноосадових глинистих, піскуватим і вапнистих порід.

Друга група утворень поширена по всій території гранітно-зеленокам'яної області та утворює блоки між зеленокам'яними поясами. До цієї групи належать смугасті гнейси амфіболітової фації метаморфізму, які всюди передують проник-

ненню гранітоїдів і є в них у вигляді реліктових включень. Місцями ці включення утворюють досить великі виходи, прикладом чого можуть слугувати гнейси Варена на захід від зеленокам'яної структури Уїлуна-Агню. Складнодеформовані і ремобілізовані гнейси відслонені також на захід від району Віджемулту і на південний схід від зеленокам'яного поясу Саузерн-Кросс [7]. В асоціації з гнейсами є кристалосланці та амфіболіти. Гнейси тоналітового складу і смугастої текстури, зумовленої різницею мінерального складу окремих верств. З гнейсами, як відомо, асоціюють синкінематичні гранітоїди, склад яких змінюється від гранодіоритів і тоналітів до лейкократових гранітів. Ці гранітоїди всюди мають вигляд типових гранітогнейсів з численними включеннями смугастих гнейсів і не містять ксенолітів порід зеленокам'яного комплексу.

У Південній Африці найдавнішим (3790 млн років) є гранулітовий комплекс мобільного поясу Лімпопо.

Існування гранітогнейсового фундаменту зеленокам'яних поясів Родезійського кратону однозначно доведена у Зімбабве геологічними й ізотопними даними. Наявність у нижніх частинах зеленокам'яного комплексу базальних конгломератів з галькою тоналітів однозначно свідчить про розмивання сіалічного фундаменту. До цього фундаменту в південно-західній частині кратону, найімовірніше, належить багатокілометрова товща гранітизованих кластичних осадів, яку без вагомих підстав об'єднують з зеленокам'яним комплексом.

Серед порід фундаменту найпоширеніші гранітогнейси і мігматити, що за складом відповідають тоналітам, кварцовим діоритам і гранодіоритам. У південній частині структури Мідлендс серед гранітогнейсів і мігматитів у вигляді невеликих залишків є амфіболіти, серпентиніти, кременисті породи і різноманітні кварцити. За мінеральними асоціаціями породи належать до високотемпературної субфації амфіболітової фації. Широко розвинуті високометаморфізовані породи у "кристалічному сегменті" між зеленокам'яними прогинами Селукве, Шабані і Машаба, де вони також утворюють розсіяні гранітизовані рештки в давніх гранітогнейсах Токове з ініціальним співвідношенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701$. Серед цих порід поширені хромітоносні ультраосновні кристалосланці, амфіболіти, магнетитові і діопсидові кварцити. Породи такого ж складу, до яких місцями приєднуються мармури, і з такими ж співвідношеннями з вмісними граніто-гнейсами, виявлені південно-західніше, у Ботсвані.

Окрім різноманітних давніх тоналітових, гранодіоритових гранітогнейсів і мігматитів, вік яких становить 3500–3600 млн років, у будові фундаменту беруть участь і дещо молодші гранітоїди, що виникли внаслідок ремобілізації фундаменту вже на "зеленокам'яній" стадії розвитку кратону.

На *Індійському щиті* найдавніші високометаморфізовані утворення розвинуті дуже широко і представлені плагіограніт-амфіболітовим і чарнокіт-гранулітовим комплексами. Ці комплекси складають майже всю південну частину півострова (південніше м. Майсур), а утворення амфіболітового комплексу розвинуті в межах Дарварської гранітно-зеленокам'яної області, де складають великі блоки між зеленокам'яними поясами. У зоні зчленування гранітно-зеленокам'яної області з розташованим південніше гранулітовим масивом серед утворень амфіболітового комплексу, до якого належать гнейси Пенінсьюла, є декілька невеликих, частково діафторованих брил гранулітового комплексу.

Гнейси Пенінсьюла, яким властиві мінеральні асоціації амфіболітової фації, широко розвинуті в Дарварській гранітно-зеленокам'яній області і мають доволі строкатий склад, однак провідну роль відіграють смугасті гнейси, гранітогнейси і граніти. Смугасті гнейси – це мігматити, палеосома яких складена роговообманковими кристалосланцями й амфіболітами, а неосома – в одних місцях кварц-польовошпатовим матеріалом, а в інших – біотитовими, епідотовими і роговообманковими плагіогранітами. Поряд зі смугастими гнейсами важливе значення у складі амфіболітового комплексу мають гранітогнейси, які за складом змінюються від мезократових, сильно збагачених біотитом, до аляскітових. Щодо зачислення гнейсів Пенінсьюла до фундаменту зеленокам'яних поясів думка дослідників майже однотайна, а ось вікове розміщення гранулітового комплексу трактують по-різному. Наприклад, саргурські сланці багато геологів зараховують до ранньої генерації зеленокам'яного комплексу [19, 52], проте формаційний склад гранулітових утворень давно вже дав підстави Є. Лазьку [27] зробити висновок про їхню невідповідність зеленокам'яним формаціям і давніший вік.

Наведений короткий огляд складу й будови фундаменту зеленокам'яних поясів дає змогу побачити чимало спільного в різних гранітно-зеленокам'яних областях.

Передусім це стосується однотипності структурно-речовинних комплексів, які складають фундамент. На всіх щитах, де є гранітно-зеленокам'яні області, виокремлено два суперкрустально-гранітоїдні комплекси, що відрізняються ступенем метаморфізму, складом суперкрустальних і гранітоїдних формацій, структурним планом і стратиграфічним розміщенням. Давнішому гранулітовому (чарнокіт-гранулітовому) комплексу властивий монофаціальний гранулітовий метаморфізм в умовах низьких чи помірних тисків. У випадках, коли ступінь вивченості дає змогу з'ясувати формаційну належність суперкрустальних утворень комплексу, можна побачити, що в його складі є формації, типові для всіх найдавніших гранулітових комплексів, які напрочуд постійно повторюються на щитах різних континентів [28, 30] і найліпше вивчені на Українському та Алдано-Вітимському щитах (побузський та алданський комплекси).

У межах гранітно-зеленокам'яних областей гранулітовий комплекс утворює окремі порівняно невеликі брили, що розташовані, зазвичай, у периферійних частинах областей і переважно там, де нема зеленокам'яних структур. Безпосереднім фундаментом зеленокам'яних структур є амфіболітові (плагіограніт-амфіболітові) комплекси, яким притаманний монофаціальний амфіболітовий метаморфізм, своєрідні суперкрустальні формації, що фрагментарно збереглися на великих граніт-мігматитових полях. За характером субстрату амфіболітових комплексів виділяють декілька видів їхнього прояву, різні сполучення (комбінації) яких зумовлюють специфіку окремих гранітно-зеленокам'яних областей. У деяких областях (Фено-Карельська, Сьюпіріор, Йілгарнська) значні за розміром блоки фундаменту складені мігматизованими дуже одноманітними на великих площах біотитовими тоналітовими гнейсами. Цілком слушною є думка тих дослідників, які трактують їх як вулканоплутонічні утворення [28, 30]. В інших блоках гранітно-зеленокам'яних областей у субстраті гранітоїдів амфіболітових комплексів беруть участь (переважають) різноманітніші за складом асоціації метаморфічних порід осадового чи вулканогенно-осадового походження [36, 50,

35]. В одних блоках дещо розвинутіші породи кислого складу (біотитові і роговообманково-біотитові плагіогнейси) та гранітоїди біотитової гранітизаційної серії, що асоціюють з ними. В інших блоках суперкрустальна частина комплексу представлена більш основними видами метаморфічних порід – роговообманковими кристалосланцями та амфіболітами, з якими пов'язана роговообманкова гранітизаційна серія (за термінологією Л. Свириденко). Такі блоки виразно виокремлено у Фено-Карельській і Середньопридніпровській гранітно-зеленокам'яних областях.

Амфіболітові комплекси гранітно-зеленокам'яних областей є окремими різновидами цього типу комплексів, що отримали широкий розвиток на різних шитах [36, 50]. Гомологами цих комплексів є тікицький комплекс західної частини Українського щита [29, 35] і олекмо-становий комплекс Алдано-Вітимського щита [8].

Структурний план амфіболітових комплексів у тих випадках, коли він не знав пізнішої перебудови, завжди відрізняється від структурного плану зеленокам'яного комплексу. Це добре видно в Середньопридніпровській гранітно-зеленокам'яній області (див. рис. 1). У тих областях, де є протяжні однонаправлені системи зеленокам'яних поясів, структурний план фундаменту, зазвичай, узгоджується з ними. Приклади цього можна спостерігати у гранітно-зеленокам'яних областях провінції Сьюперіор і Йілгарнського блока. На жаль, незначна вивченість фундаменту деяких областей не дає змоги визначити співвідношення його структурного плану з планом зеленокам'яних поясів.

Вікові та структурні співвідношення нижньодокембрійських комплексів гранітно-зеленокам'яних областей

У Середньопридніпровській гранітно-зеленокам'яній області проблема вікових співвідношень нижньодокембрійських комплексів вирішена доволі однозначно. Порівняльний аналіз формаційного складу, внутрішньої будови та особливостей метаморфізму аульського амфіболіт-плагіогранітоїдного та середньопридніпровського тоналіт-зеленокам'яного комплексів підтверджує їхню належність до самостійних дуже різних геологічних тіл. Найбільша різниця між цими комплексами виявлена за порівнянням стратифікованих і гранітоїдних формацій. Суперкрустальні формації аульського комплексу [50] докорінно відрізняються від метавулканогенних і метавулканогенно-осадових формацій зеленокам'яного комплексу.

Важливим критерієм вікових співвідношень аульського та зеленокам'яних комплексів є характер і ступінь метаморфізму. Головними особливостями метаморфізму аульського комплексу вважають його однорідність, монофаціальність (амфіболітова фація), витриманість у повному обсязі формацій. Натомість зеленокам'яному комплексу, як уже зазначено, притаманний зональний і дуже нерівномірний метаморфізм. За умов загальної тенденції збільшення ступеня метаморфізму від зеленосланцевої до амфіболітової фації вниз по розрізу і до периферії зеленокам'яних структур у кожній конкретній ділянці він дуже нерівномірний. Наприклад, у межах найвідслоненіших фрагментів коматіт-толеїтової формації на півдні Верхівцівської структури (балки Калинова і Холодова) спостерігають чергування в розрізі порід з мінеральними асоціаціями низів амфіболітової

(рогова обманка + олігоклаз + андезин), епідот-амфіболітової (рогова обманка + кліноцоїзит + кислий олігоклаз) і зеленосланцевої (актиноліт + альбіт + кварц) фацій.

Порівняння гранітоїдних формацій описаних комплексів виявляє кілька суттєвих відмінностей у характері їхнього поширення, співвідношення зі стратифікованими утвореннями і генезису. Гранітоїди аульського комплексу представлені ультраметаморфічними формаціями, які успадковують мінеральний склад суперкрустального субстрата, з якими вони мають поступові переходи, та його структурний план [40, 48, 56]. Ізофаціальність мінеральних парагенезисів, гармонійність структури, безперервність просторового зв'язку суперкрустальних і гранітоїдних формацій аульського комплексу засвідчує їхнє становлення під час спільного тектонометаморфічного циклу. Зовсім інший, значно відмінний характер зв'язку виявлений між гранітоїдними стратифікованими формаціями тоналіт-зеленокам'яного комплексу. Наприклад, масиви тоналіт-плагіогранітної формації розташовані, зазвичай, за межами зеленокам'яних структур у їхньому обрамленні [48, 49, 63]. Межі гранітоїдних масивів з метавулканітами зеленокам'яного комплексу стрімкі, виразні, січні. Прояв ін'єкційної мігматизації, яку спостерігають зрідка, є локальним у зонах, ширина яких не перевищує перші десятки метрів [5]. Більша частина гранітоїдних формацій пов'язана із зонами великих розломів у безпосередній близькості до зеленокам'яних структур, зрідка – з крайовими частинами цих структур. Отже, в аульському комплексі гранітоїди виявляють безпосередній генетичний зв'язок із суперкрустальними формаціями, а в тоналіт-зеленокам'яному комплексі зв'язок гранітоїдних і стратифікованих формацій є парагенетичним і зумовлений спільністю причин їхнього утворення.

Відмінності тектонічної будови комплексів розглянуто вище. Проте ми ще раз зазначимо, що загальний субмеридіональний структурний план зеленокам'яного комплексу зовсім не відповідає субширотному структурному плану аульського комплексу. У складчастих структурах аульського комплексу простежені ознаки пізніших дислокацій, що виявляються в накладанні на субширотний складчастий рисунок аульського комплексу тектонічних структур (кліважу, складок) меридіонального напрямку, який збігається з рисунком структур зеленокам'яного комплексу [48, 49, 63].

Вивчення зон контактів аульського і зеленокам'яного комплексів засвідчує, що вони бувають двох типів [63]. Найпоширеніші “спаяний” тип (див. рис. 1), коли до контактної зони приурочені поздовжньої форми масиви тоналіт-плагіогранітної формації. Другий тип контакту – тектонічний – також досить поширений. Можна припустити, що спочатку всі зеленокам'яні структури були обмежені розломами, однак надалі чимало з них “заліковано” гранітоїдами. Тектонічні контакти бувають згідними і зрізальними (див. рис. 1). У першому випадку спостерігають повну конформність, у другому – зеленокам'яні структури перетинають структури аульського комплексу. Найліпше різниці в структурних планах фіксують за геофізичними даними біля північно-східного контакту Белозерського синклінорію, де субмеридіональні і північно-східні структури зеленокам'яного комплексу зрізають північно-західні структурні напрями аульського комплексу [26].

Отже, увесь перелік ознак свідчить про давніший вік суперкрустальних і ультраметаморфічних формацій аульського комплексу порівняно з метаморфізованими і плутонічними формаціями зеленокам'яного комплексу.

Під час розгляду фундаменту Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області зазначено, що в його складі, крім аульського, виділяють славгородський чарнокіт-гранулітовий комплекс, що утворює окремі ізольовані брили в гранітоїдних полях аульського комплексу. Безпосередніх ознак вікового співвідношення славгородського та аульського комплексів немає, проте деякі побічні дані, як уже зазначено, свідчать про давніший вік славгородського комплексу [3, 63].

Подібну картину спостерігають у Фено-Карельській гранітно-зеленокам'яній області, де фундамент зеленокам'яних поясів також складений чарнокіт-гранулітовим і плагіогранітоїдно-амфіболітовим комплексами. Вікові співвідношення гранулітового і зеленокам'яного комплексів цілком однозначно з'ясовують за геологічними даними [58].

У межах Курсько-Воронезького масиву гранулітові блоки фундаменту обмежують Курсько-Белгородську гранітно-зеленокам'яну область з північного заходу і відокремлені від неї Тальновсько-Миронівським глибинним розломом [23, 53]. За даними ГСЗ, гранулітовий комплекс Калузько-Брянського блока – це верхня частина грануліт-базитової верстви земної кори, у фізичних полях він виявлений позитивними гравітаційними і магнітними аномаліями ізометричної чи слабко подовженої форми [23, 65]. Давніший вік гранулітового комплексу впевнено датують за геолого-геофізичними даними, що дало змогу Є. Крестіну [23] виокремити суперкрустальні утворення цього комплексу в складі брянської серії та розмістити її стратиграфічно нижче обоянської серії, складеної утвореннями плагіогранітоїдно-амфіболітового комплексу.

Аналогічні вікові співвідношення гранулітового та амфіболітового комплексів за геологічними даними виявлені в інших гранітно-зеленокам'яних областях [42]. Наприклад, у гранулітових брилах провінції Сьюпіріор, що розташовані північно-східніше області (субпровінція Унгава), шаруватість, сланцюватість, гнейсоподібність і магнітні аномалії мають субмеридіональне простягання, яке відхиляється іноді на північний захід. Південніше, в басейні ріки Великої в зоні контакту з гранітно-зеленокам'яною областю структурні напрями зазнають субширотного переорієнтування (рис. 4), згідного з генеральним субширотним простяганням зеленокам'яних поясів. Аналогічні структурні співвідношення гранулітових комплексів з амфіболітовими і зеленокам'яними спостерігають на північному заході області, де північно-східні структури гранулітового блока Пікуїтонеї перерізані широтними структурами зеленокам'яного поясу Кросс-Лейк разом з підпорядкованими щодо них структурами гранодіорит-тоналітового (плагіогранітоїдно-амфіболітового в нашому розумінні) комплексу фундаменту [69].

Вікові співвідношення чарнокіт-гранулітового комплексу півдня Індії з амфіболіт-плагіогранітним і зеленокам'яним комплексами Дарварської гранітно-зеленокам'яної області досі не мають однозначного тлумачення, і деякі дослідники, як уже зазначено, продовжують трактувати амфіболітовий комплекс як найдавніший на Індійському щиті. Проте подібність переважних рис гранулітів Індійського та Українського щитів дає підстави припустити, що і тут, на Індійсько-

му щиті, гранулітовий комплекс є найдавнішим, якщо зважати, що місцями, передусім у брилах, він діафторований в умовах, ізофаціальних прогресивному метаморфізму амфіболітового комплексу.

Співвідношення гранулітового та амфіболітового комплексів Йілгарнського блока аналогічні таким співвідношенням в інших гранітно-зеленокам'яних областях; для першого з них недавно отримано ізотопний вік понад 3600 млн років [12]. Межа між комплексами невизначена, що пов'язано, найімовірніше, з діафторезом в амфіболітовій фації крайової частини гранулітового масиву і наступною гранітизацією, синхронною з гранітизацією фундаменту зеленокам'яних поясів. На рис. 5 можна виразно простежити різниці характеру структурного плану гранулітового та амфіболітового комплексів: ізометричні, овальні без виразних генеральних спрямувань структури масиву дуже контрастують з лінійним північно-західним структурним планом зеленокам'яного та амфіболітового комплексів.

Отже, у зонах зчленування гранулітового та амфіболітового комплексів за геологічними співвідношеннями всюди вдається визначити давніший вік гранулітових комплексів. У всіх випадках крайовим частинам гранулітових блоків притаманні виразні ознаки пізнішого метаморфічного впливу і глибоких структурних перебудов, синхронних з процесами формування амфіболітового і зеленокам'яного комплексів. Такі вікові співвідношення комплексів підтверджені цифрами радіометричного віку [43, 44].

Важливими для вирішення проблеми співвідношення гранулітових і амфіболітових комплексів є геофізичні дані щодо будови земної кори гранітно-зеленокам'яних областей Східноєвропейської платформи [41, 44]. Наявність високошвидкісної верстви у нижніх горизонтах кори фіксують за сейсмічними даними на багатьох давніх щитах [2, 6 та ін.]. Гранулітовий склад нижніх частин давньої кори передбачений геолого-геофізичними даними для гранітно-зеленокам'яних областей блока Йілгарн і провінції Сьюпіріор.

Як відомо, в межах гранітно-зеленокам'яних областей виокремлюють чотири різновікові формаційні комплекси. Найдавніший за геологічними даними – чарнокіт-гранулітовий комплекс, вище якого розташований плагіогранітоїдно-амфіболітовий, що складає фундамент третього – тоналіт-зеленокам'яного комплексу [39, 43, 44]. Крім того, верхня частина розрізу зеленокам'яних поясів, як зазначено вище, виділяють у складі самостійного гранітоїдно-метаосадового комплексу.

Склад і вікову позицію чарнокіт-гранулітового і плагіогранітоїдно-амфіболітового комплексів ми розглянули раніше для західної частини Українського щита [29, 52] та інших щитів давніх платформ [30, 36, 44]. Найтипівішими особливостями цих комплексів є дивовижна витриманість складу і будови в масштабі не тільки окремих платформ, а й цілих континентів [28, 32, 54]. Для них характерний також тісний просторовий зв'язок суперкрустальних і гранітоїдних (передусім ультраметаморфічних) формацій, завдяки чому комплекси є цілісними геологічними тілами, що становлять значну частину об'єму континентальної земної кори. В місцевих стратиграфічних схемах різних щитів комплекси виділяють здебільшого в ранзі серій (кольська, дністерсько-бузька, росинсько-тікицька, аульська, обоянська, брянська та ін.). У стратиграфічній шкалі докембрію, розробленій Л. Салопом, усі монофаціальні гранулітові комплекси зачислено до архею,

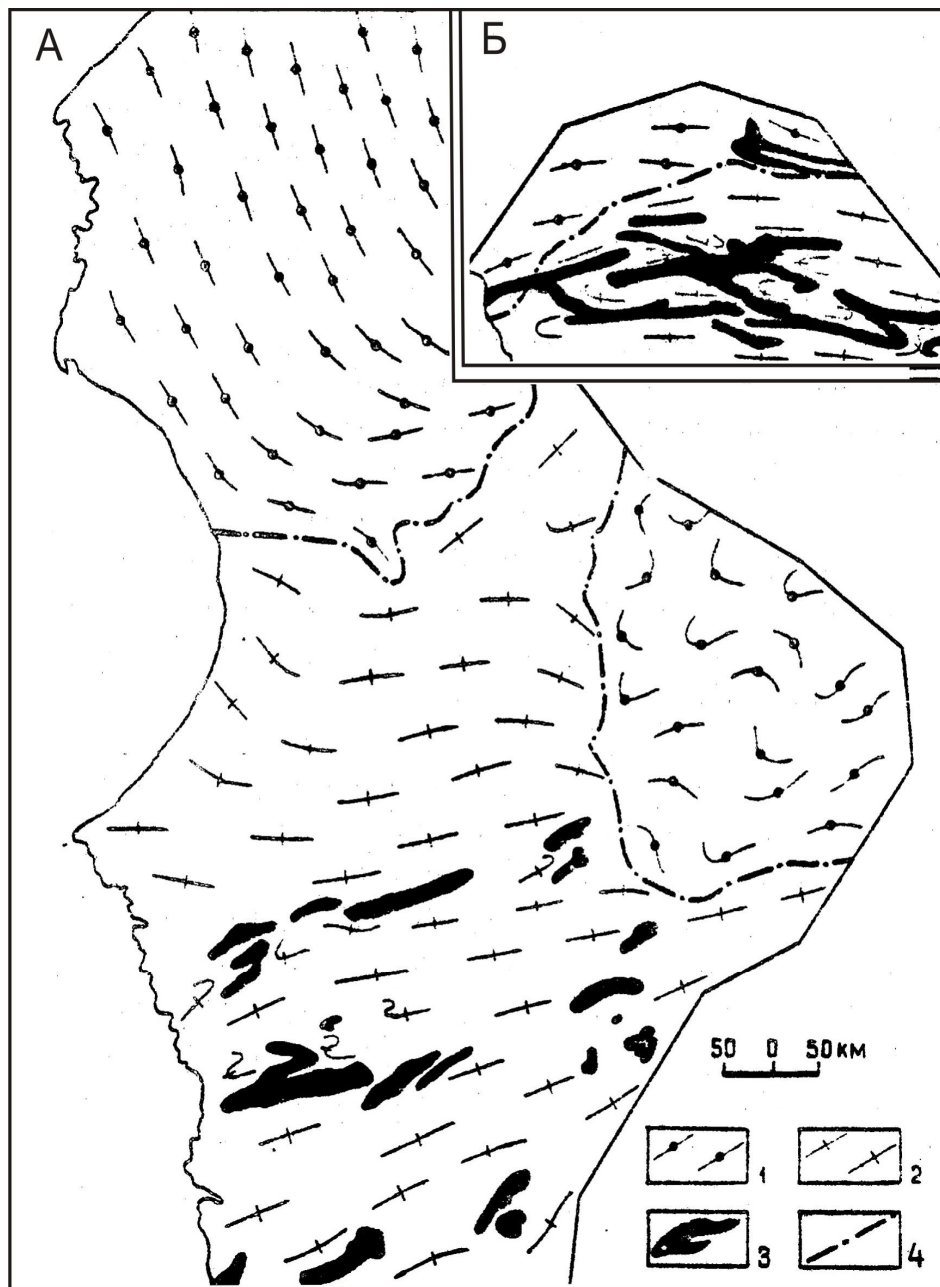


Рис. 4. Схематичні карти формаційних комплексів північно-східної (А) і північно-західної (Б) частин провінції Сьюпріор.

Формаційні комплекси: 1 – чарнокіт-гранулітовий; 2 – амфіболіт-плагіогранітоїдний; 3 – зеленокам'яний; 4 – межі комплексів.

а амфіболітові комплекси разом з зеленокам'яними – до палеопротерозою [54, 55]. Водночас, як засвідчує досвід вивчення нижньодокембрійських комплексів гранітно-зеленокам'яних областей, плагіогранітоїдно-амфіболітові і зеленокам'яні комплекси утворюють самостійні структурні поверхи. Отож, об'єднання цих комплексів в один, навіть дуже великого еону докембрію, не можна вважати, на нашу думку, правомірним. Специфіка складу і будови амфіболітового комплексу та неналежність його до гранулітового комплексу дали нам змогу свого часу поставити проблему виокремлення в нижньодокембрійській шкалі ще однієї – *еозойської* надгрупи (еонотеми), яка міститься між археем і протерозеом [36].

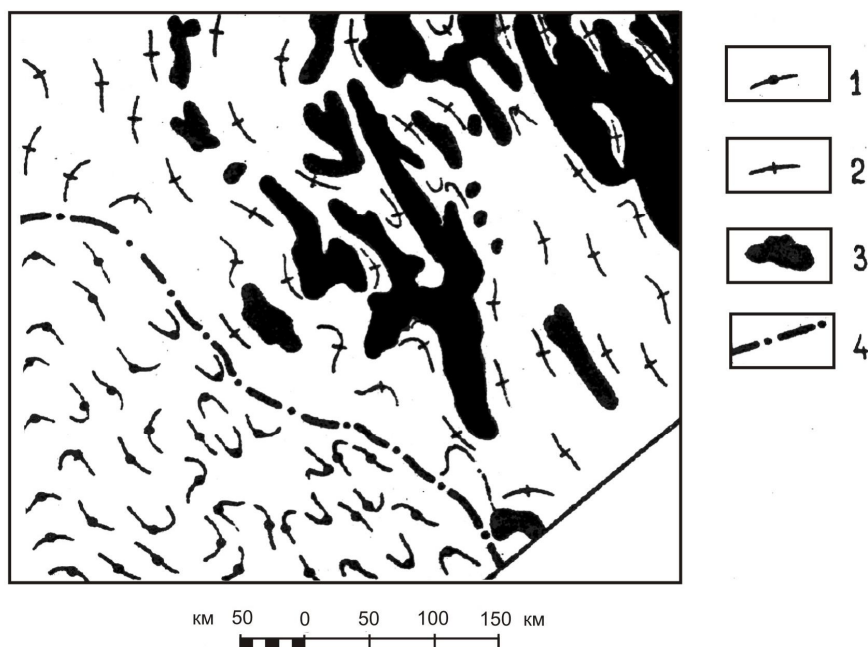


Рис. 5. Схематична карта формацийних комплексів зони Уїт Белт (Йілгарнський блок). Складена на підставі геологічної карти Австралії, 1976 р.:

1 – чарнокіт-гранулітовий комплекс; 2 – амфіболіт-плагіогранітоїдний комплекс; 3 – зеленокам'яний комплекс; 4 – межа комплексів.

Різні дослідники, у тому числі й ми, виявили у праці [34] специфіку формаційного складу, будови і тектонічної структури зеленокам'яного комплексу і з'ясували, що відповідний етап розвитку земної кори відрізняється від інших глибокою своєрідністю, що дає змогу ставити питання щодо виокремлення ще одного значного стратону нижнього докембрію. Своєрідність зеленокам'яного комплексу свого часу спонукала Є. Лазька виділити особливий, ранньгеосинклінальний етап розвитку земної кори. Специфіка розвитку земної кори в процесі становлення зеленокам'яних комплексів різних щитів дала підстави Г. Леонову виокремити в ранньому докембрії особливу стадію "гранітно-зеленокам'яних областей" [45].

У прийнятій нині стратиграфічній схемі докембрію зеленокам'яний комплекс належить до верхнього архею з лопійським стратотипом у віковому діапазоні $3000 \pm 100 - 2600 \pm 100$ млн років. Нижче ми розглянемо радіологічні дані зеленокам'яних комплексів різних щитів і їхнє становище у загальній геохронологічній шкалі докембрію.

На рис. 6 стратифіковані і гранітоїдні утворення різновікових комплексів гранітно-зеленокам'яних областей розташовані в шкалі геологічного часу відповідно до їхнього радіометричного датування. Виразно виокремлюється різночасність накопичення зеленокам'яних комплексів у різних гранітно-зеленокам'яних областях і в межах однієї області, проте в різних зеленокам'яних поясах.

Підтвердимо це положення деякими прикладами. У Фено-Карельській гранітно-зеленокам'яній області зеленокам'яний комплекс Центральної Карелії утворився на 100 млн років раніше, ніж у Західній і Східній Карелії [24]. Якщо зеленокам'яні структури Центральної Карелії на 100 млн років раніше в інтервалі 2900–3000 млн років, то аналогічні структури Західної Карелії були сформовані в інтервалі 2640–2800 млн років. Більша частина зеленокам'яних поясів Канади сформована між 2620 і 2800 млн років, однак у межах зеленокам'яного поясу Учі вулканізм завершився вже до 2950 млн років [1, 13, 73].

У глобальному масштабі зеленокам'яні комплекси формувалися, як бачимо з рис. 6, в інтервалі 2500–3100 млн років, однак у конкретних гранітно-зеленокам'яних областях вони утворились протягом різних відтинків цього часового діапазону. Якщо не зважати на Каапваальський кратон і блок Пілбара, то найдавніший зеленокам'яний комплекс відомий у Середньопридніпровській гранітно-зеленокам'яній області. Тут гранітоїди тоналіт-плагіогранітної формації, які проривають зеленокам'яний комплекс, мають вік 2900–3000 млн років, а найвищі значення радіометричного віку вулканітів зеленокам'яного поясу сягають 3250 ± 150 млн років [67, 68]. Наступна вікова генерація зеленокам'яних комплексів відома на кратоні Сан-Франциско в Бразилії (2800–3000 млн років). Приблизно синхронні зеленокам'яні комплекси Канади і КМА, вік яких вкладається в діапазон 2900–2600 млн років. Зеленокам'яні комплекси Йілгарнського блока і Родезійського кратону формувались протягом 2760–2680 млн років. Наймолодший зеленокам'яний комплекс Дарварської гранітно-зеленокам'яної області (2500–2600 млн років).

Отже, зеленокам'яні пояси фундаменту давніх платформ розвивалися упродовж 600 млн років. За межами цього *головного етапу*, коли сформувалася переважна більшість зеленокам'яних поясів, залишилися зеленокам'яні комплекси блока Пілбара (2450–3570 млн років) і Каапваальського кратону (3280–3400 млн років). Мабуть, протягом часу, коли на цих територіях вже накопичувались зеленокам'яні комплекси, на інших щитах завершувалось формування амфіболіт-плагіогранітоїдних комплексів.

Ідея щодо наявності первинних і вторинних зеленокам'яних поясів майже у всіх гранітно-зеленокам'яних областях, висловлена А. Гліксоном [11], не підтверджена. Як уже зазначено, утворення первинних (основних, первісних) зеленокам'яних поясів треба відносити до давніших амфіболіт-плагіогранітоїдних і чарнокіт-гранулітових комплексів. У випадку, коли метавулканіти так званих первинних (...) зеленокам'яних поясів справді належать до зеленокам'яного ком-

плексу, вони не мають істотних вікових відмінностей від вторинних зеленокам'яних поясів, як це добре проілюстровано для Зімбабве.

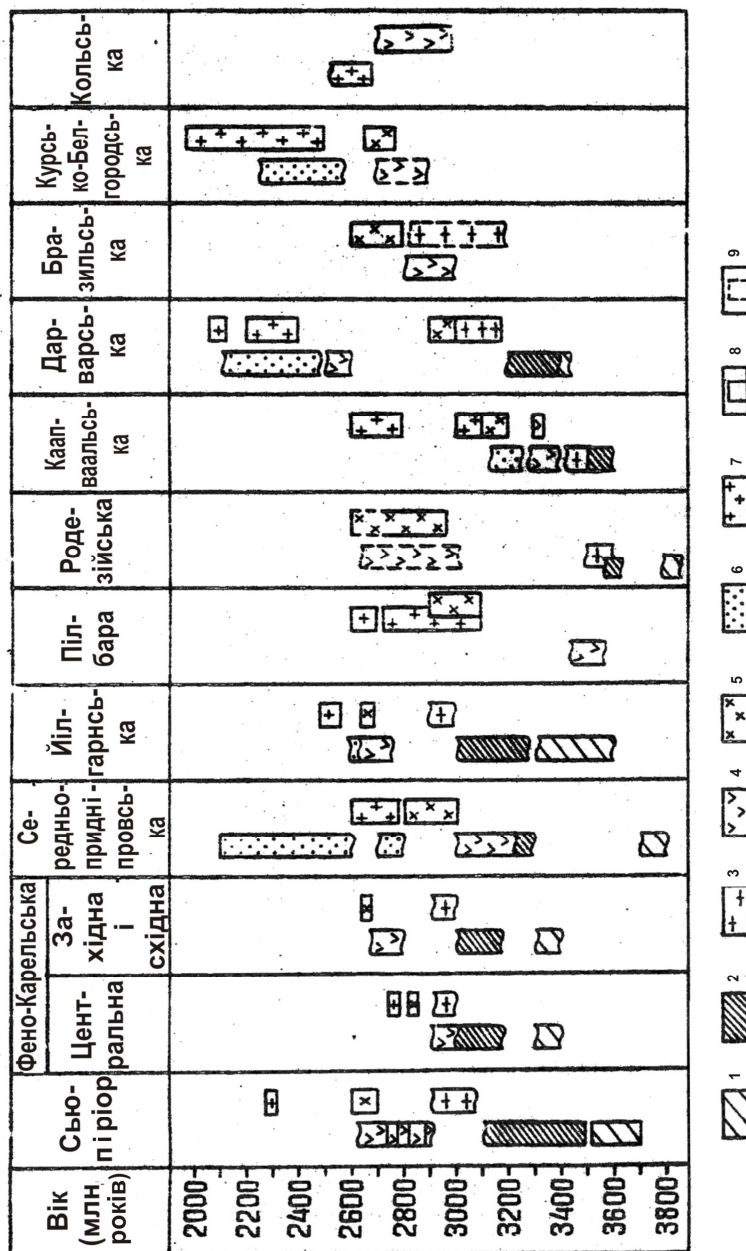


Рис. 6. Вік нижньодокембрських комплексів гранітно-зеленокам'яних областей за радіологічними даними.
1, 2 – суперквартальні формації комплексу: 1 – чарнокіт-гранулітового, 2 – амфібол-плагіогранітного; 3 – гранітоїд-ні формації амфіболіт-плагіогранітного комплексу; 4 – зеленокам'яний комплекс; 5 – тоналіт-плагіогранітна формація; 6 – метаосадові формації; 7 – гранітні формації; 8 – вік за радіологічними даними; 9 – орієнтовний вік за радіологічними даними.

Крім власне зеленокам'яних комплексів і гранітоїдів, які з ними асоціюють, на рис. 6 показано вік гранітоїдних та суперквартальних формацій амфіболіт-плагіогранітоїдних і чарнокіт-гранулітових комплексів фундаменту. Здебільшого утворення суперквартальних формацій закінчилось на межі 3100 млн років [16], водночас утворення гранітоїдних формацій тривало до 2900, а іноді й до 2800 млн років. Характерно, що найпізніші утворення фундаменту зафіксовано в тих гранітно-зеленокам'яних областях, де зеленокам'яний комплекс наймолодший. Винятком є гранітоїди фундаменту кратону Сан-Франциско, хоча вони, мабуть, були схильні до ремобілізації на "зеленокам'яній" стадії. Значно гірша ситуація з датуванням чарнокіт-гранулітових комплексів. Проте найбільш упевнені його датування все ж давніші від 3300 млн років, а для ендербітів поясу Гояс – 3868 ± 100 млн років.

Формування метаосадового комплексу зеленокам'яних поясів відбулося, здебільшого, в інтервалі 2600–2100 млн років. Водночас у найдавніших зеленокам'яних поясах Каапваальського кратону вік метаосадового комплексу, мабуть, понад 2800 млн років.

Час формування гранітоїдів етапу розвитку зеленокам'яних поясів має досить широкий віковий діапазон. Найранішими є утворення тоналіт-плагіогранітної формації. Її становлення загалом синхронне накопиченню комплексу, проте завершальні стадії тоналітового магматизму дещо запізнюються. Завдяки цьому в багатьох випадках спостерігають проривання зеленокам'яного комплексу плагіогранітоїдами, хоча майже не відомі випадки їхнього активного контакту з утвореннями метаосадового комплексу. Інрузивні тіла формацій гранітоїдів нормального ряду вкорінювалися у вікових інтервалах 2800–2600 і 2100–1800 млн років. Значний віковий відрив гранітного магматизму від становлення зеленокам'яних поясів зумовив менш тісний просторовий зв'язок гранітних масивів із зеленокам'яними структурами порівняно з плагіогранітними.

Зачислення зеленокам'яного, плагіогранітоїдно-амфіболітового і чарнокіт-гранулітового комплексів до одного навіть дуже значного архейського акрону суперечить геологічним принципам виокремлення великих хроностратиграфічних підрозділів нижнього докембрію. На загальну думку більшості дослідників, ці підрозділи повинні відображати значні етапи розвитку земної кори, яким притаманні певні набори формацій і геотектонічний режим [54]. Про специфічні умови утворення чарнокіт-гранулітових комплексів, а також унікальність і неповторність їхнього формаційного складу зазначало чимало геологів-докембрістів [28, 54, 55]. Формаційний склад амфіболіт-плагіогранітоїдних комплексів теж суттєво відрізняється як від давніших, так і від молодших комплексів. Особливості формаційного складу і тектонічної будови зеленокам'яного комплексу свідчать про особливий зеленокам'яний етап у ранньому докембрії, якому в геохронологічній шкалі повинен, мабуть, відповідати окремий еон. Отже, для його назви можна, на нашу думку, використовувати термін "палеопротозой" [54], якщо його обсяг обмежити тільки зеленокам'яним комплексом.

Отже, замість архейської акротеми в геохронологічній шкалі докембрію запропоновано виокремити три еонотеми, які послідовно змінюють одна одну, – архейську, еозойську і палеопротозойську.

З наведених вище даних випливає один з найважливіших висновків щодо складу фундаменту гранітно-зеленокам'яних поясів щитів давніх платформ. Цей

висновок має значення і для вирішення проблеми складу та походження сіалічної земної кори загалом.

Фундамент зеленокам'яних поясів гетерогенний (два структурно-формаційні комплекси з суперкрустальними і гранітоїдними складовими) і гетерохронний, оскільки сформований протягом двох різновікових етапів розвитку ранньої земної кори з різними геотектонічними режимами. Тоналіт-сірогнейсові асоціації за їхніми геохімічними особливостями можна знайти і в одному, і в іншому комплексах, однак у кожному з них головними складовими є первинно нашаровані (осадові та вулканогенно-осадові або вулканогенні) і пов'язані з ними гранітоїдні ультраметагенні (плутонометаморфічні) формації. Отже, уявлення про порівняно однорідний тоналіт-сірогнейсовий склад фундаменту зеленокам'яних поясів не підтверджують наведені вище геолого-формаційні і радіологічні дані.

1. *Барагар В.Р. А., Мак-Глипп Д.Н.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 153–177.
2. *Беляевский Н.А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 432 с.
3. *Берзенин Б.З.* Петрогенезис, геологическое строение и особенности металлогении докембрия района Славгород-Синельниковских магнитных аномалий: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск, 1972. 27 с.
4. *Берзенин Б.З., Бильнская Я.П., Брянский В.П.* и др. К уточнению корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита // Геол. журн. 1982. Т. 42. № 6. С. 43–53.
5. *Бобров А.Б., Сиворонов А.А.* Тоналиты Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (Украинский щит) // Геол. журн. 1985. Т. 45. № 3. С. 37–47.
6. *Витте Л.В.* Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск, 1981. 209 с.
7. *Вудолл Р.* Золото в докембрийском щите Западной Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. С. 541–555.
8. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита / Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова и др. Л.: Наука, 1965. 290 с.
9. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, И.Н. Крылов и др. Л.: Наука, 1978. 262 с.
10. *Гилярова М. А.* Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 223 с.
11. *Гликсон А.* Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264–285.
12. *Гровс Д.И., Батт У.Д.* Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западно-Австралийского щита // Тез. докл. 27 сессии МГК. Москва, 4–14 августа 1984. М., 1984. С. 43–57.

13. Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 139–153.
14. Ермишкин И.В., Евстигнеев М.А. Об архейских железорудных образованиях Восточно-Орловских аномалий КМА // Вопросы геологии КМА: Воронеж: ВГУ, 1977. Вып 1. С. 37–41.
15. Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. М.: Недра, 1982. 227 с.
16. Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Рудник В.А. Результаты датировки раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. С. 123–137.
17. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 205 с.
18. Каляев Г.И., Крутиховська, З.О., Жуков Г.В. та ін. Тектоніка Українського щита // К.: Наук. думка, 1972. 300 с.
19. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
20. Красовицкая Р.С., Павловский В.И. Строение Воронежского кристаллического массива (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1976. № 8. С. 82–94.
21. Кратц К. О. Геология карелид Карелии // Тр. Лаборатории геологии докембрия. М.-Л., 1963. Вып. 16. 209 с.
22. Крестин Е.М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 3–23.
23. Крестин Е.М., Бердников М.Д. Связь и эволюция тектоники, магматизма и рудообразования в докембрии Курско-Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СРСР: Тр. III регион. петрограф. совещ. Л.: Недра, 1982. С. 202–213.
24. Крылов И.Н., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Гетерогенность строения и развития Карельской гранит-зеленокаменной области // Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс. XXVII сессия. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 100–106.
25. Куликов В.С., Рыбаков С.И., Берковский А.Н. и др. Геология и металлогения зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы // Междунар. геол. конгресс. XXVII сессия. Тез. докл. Т. 2. М.: Наука, 1984. 338 с.
26. Кушинов Н.В. Структурно-тектонические соотношения аульской толщи с породами конкско-верховцевской серии // Геол. журн. 1981. Т. 41. № 5. С. 9–12.
27. Лазько Е.М. О нижнем докембрии южной части Индийской платформы // Сов. геология. 1966. № 11. С. 55–67.
28. Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР. Том 3. М.: Недра, 1971. 344 с.
29. Лазько Е.М., Кирилук В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения // Сов. геология. 1970. № 6. С. 28–43.

30. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. и др. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия // Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Проблема 1. М.: Наука, 1972. С. 68–77.
31. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., и др. Геологические формации и проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита // Геол. журн. 1984. Т. 40. № 2. С. 103–112.
32. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли // Геол. сб. 1968. № 11. С. 116–126.
33. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. О формациях высокометаморфизованных комплексов нижнего докембрия // Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М.: Наука, 1968. С. 173–182.
34. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. Формации метаморфических комплексов нижнего докембрия, принципы их выделения и картирования // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Тр. III регион. петрогр. совещ. / Отв. ред. К.А. Шуркин. Л.: Недра, 1982. С. 162–167.
35. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. 239 с.
36. Лазько Е.М., Лапманов В.И., Лысак А.М. и др. Эозойский комплекс СССР. Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия // Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 218–220.
37. Лазько Е.М., Лысак А.М., Кирилюк В.П. и др. Формационные комплексы нижнего докембрия Украинского щита (состав, последовательность и режим формирования) // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 176–180.
38. Лазько Е.М., Лысак А.М., Свешников К.И. Режимы гранитообразования в раннем докембрии (на примере Украинского щита) // Эндогенные режимы формирования земной коры в докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 210–214.
39. Лазько Е.М., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Свешников К.И. О положении конкско-верховцевской серии в разрезе нижнего докембрия Украинского щита // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 76–82.
40. Лазько Е.М., Сиворонов А.А. Об особенностях развития средней части Украинского щита в раннем докембрии // Геол. сб. 1966. № 10. С. 3–17.
41. Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Бобров А.Б. Проблема тоналитового слоя в гранитно-зеленокаменных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9. С. 5–15.
42. Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Кирилюк В.П., Лысак А.М. К проблеме серых гнейсов нижнего докембрия. Породные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука. 1984. С. 51–61.

43. Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Лысак А.М. К проблеме соотношения гранулитовых и гранитно-зеленокаменных областей // Междунар. геол. конгресс. XXVII сессия. Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 344–345.
44. Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Лысак А.М. К проблеме соотношения гранулитовых и гранитно-зеленокаменных областей // Геол. журн. 1985. Т. 45. № 6. С. 24–31.
45. Леонов Г.П. Историческая геология. М: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 344 с.
46. Лобач-Жученко С.Б. Тоналит-плагиогранитные серии архея Карелии: геологические типы и петрогенезис // Петрология. Междунар. геол. конгресс. XXVII сессия. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 141–148.
47. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
48. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Нижнедокембрийские комплексы и особенности геологического развития восточной части Саксаганского блока Украинского щита // Геол. сб. 1976. № 15. С. 55–62.
49. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Тектоническая структура южной части Саксаганской глыбы Украинского щита // Геотектоника. 1976. № 5. С. 27–32.
50. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Петрографо-геохимические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации бассейна р. Базавлук (Украинский щит) // Геол. журн. 1976. Т. 36 № 6. С. 51–62.
51. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Гнейсово-амфиболитовая формация бассейна р. Базавлук // Геол. журн. 1978. Т. 38. № 5. С. 89–97.
52. Накви С.М. Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии дарварских образований // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 295–305.
53. Ножкин Л.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА). М.: Наука, 1984. 126 с.
54. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
55. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
56. Свешиников К.И., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Заика-Новацкий Г.В. Плутонические и плутонометаморфические формации и магматические комплексы Среднего Приднепровья // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. 1984. Вып. 11. С. 85–94.
57. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1980. 216 с.
58. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
59. Сиворонов А.А. Некоторые вопросы генезиса и эволюции джеспилитовых формаций // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969. С. 119–121.
60. Сиворонов А.А., Бобров А.Б. Об Аполлоновском палеовулкане (Сурская зеленокаменная структура, Среднее Приднепровье) // Геол. журн. 1987. Т. 47. № 2. С. 32–41.

61. Сиворонов А.А., Лапшинов В.И., Лазько Ел.Е. Типизация графитоносных формаций гранулитовых комплексов (на примере Украинского и Алдано-Витимского щитов) // Проблемы геологии и стратиграфии докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1979. С. 31–46.
62. Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембрия // Геотектоника. 1983. № 5. С. 38–51.
63. Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области // Геол. журн. 1983. Т. 43. № 6. С. 52–64.
64. Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Колий В.Д., Сирота М.Г. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии. Киев, 1984. 72 с.
65. Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М.: Недра, 1974. 172 с.
66. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. М.: Недра, 1966. Вып. 6. 355 с.
67. Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибилова Е.В., Бойко В.Л. Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 73–83.
68. Щербак Н.П., Бибилова Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс. XXVII сессия. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 3–14.
69. Эрманович И.Ф., Девидсон У.Л. Гранитоиды Пиквитоней и северо-западная часть провинции Верхнего озера на Канадском щите // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 337–355.
70. Bell C.K. Boundary geology, upper Nelson River Area, Menitoda and northwestern Ontario // Ibid. 1971. Sp. pap. 9. P. 11–39.
71. Fyson W.K., Herd R.K., Ermanovics I. F. Diapiric structures and regional compression in an Archean greenstone belt, Island Lake, Manitoba // Ibid. 1978. Vol. 15. P. 1817–1825.
72. Gaal G., Mikkola A., Soderholm B. Evolution of the Archean crust in Finland // Precambrian Res. 1978. Vol. 9. P. 199–215.
73. Golaich S.S., Peterman Z.E. Geology and geochemistry of the Rainy Lake area // Precambrian Res. 1980. Vol. 11. P. 307–327.
74. Goodwin A.M. Archean volcanic studies in the Timnins. Kirkland Lake. Noranda region of Ontario and Quebec // Bull. Geol. Surv. Can. 1979. Vol. 278. P. 1–51.
75. Park R.G., Ermanovics I.F. Tectonic evolution of two greenstone belts from the superior Province in Manitoba // Can. J. Earth Sci. 1978. Vol. 15. P. 1808–1816.
76. Persival J.A., Coe K. Parallel evolution of Archean Low and high grade terraine: a view based on relationships between the Abitibi, Wawa and Kapuskasing belts // Precambrian Res. 1981. Vol. 14. P. 315–331.

STRUCTURAL-FORMATION COMPLEXES OF FOUNDATION OF THE PRECAMBRIAN GREENSTONE BELTS

A. Sivoronov

*Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskij Str. 4, UA 79005 Lviv
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Foundation of Lower Precambrian greenstone belts has highly heterogeneous structural-formation and age-dependent properties. It consists of two structural-formation complexes on all ancient platforms shields. First one is charnokit-granulite which is not spread wide and second is plagiogranite-amphibolite which is dominating in the granit-greenstone areas. Typomorphic properties of those structural-formation complexes are common in the area of all ancient platforms. Recent researches confirms that popular presentations of recent decades about homogeneity of "grey gneiss associations" are not confirmed neither by results geological nor of radiological information.

Key words: structural-formation complex, plutonical complex, plutonic-metamorphic complex, greenstone belts.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ

А. Сиворонов

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко
79005 м. Львов, ул. Грушевского, 4
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Фундамент нижнедокембрийских зеленокаменных поясов в структурно-формационном и возрастном соотношениях чрезвычайно неоднородный. На всех щитах древних платформ он состоит из двух структурно-формационных комплексов: чарнокит-гранулитового, который имеет очень ограниченное распространение, и плагиогранитоидно-амфиболитового, который явно преобладает в границах гранитно-зеленокаменных областей. Типоморфные особенности этих структурно-формационных комплексов повторяются в границах фундамента всех древних платформ. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что популярные в последние десятилетия представления об однородности "серогнейсовых ассоциаций" не находят себе подтверждения как в приведенных геологических, так и в радиологических данных.

Ключевые слова: структурно-формационный комплекс, плутонический комплекс, плутоно-метаморфический комплекс, зеленокаменные пояса.

Стаття надійшла до редколегії 14.12.2009

Прийнята до друку 28.10.2009