

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 552.23 + 552.311

К. Свєшніков, д-р геол. наук,
Н. Костенко, пров. інж.,
А. Лисак, канд. геол.-мінералог. наук,
Ю. Гасанов, пров. інж.,
В. Кадурін, канд. геол.-мінералог. наук

ПСЕВДОМОРФНІ РЯДИ АВТОХТОННИХ ГРАНІТОЇДІВ

Для автохтонних ультраметаморфічних гранітоїдів показано існування в природі шести псевдоморфних рядів: лейкогранітоїдного, аляскітоїдного, кінцигітоїдного, плагіогранітоїдного, діоритоїдного й ендербітоїдного та розглянуті їх петрохімічні особливості. Визначено, що для виділених рядів важливою ознакою є величина відношення Al_2O_3/CaO , яка послідовно зменшується в порядку їх переліку, що дозволяє розглядати наведену послідовність як систематизаційну.

It was shown the existence of six pseudomorphic lines for autochthonous ultrametamorphic granitoids: leukogranitic, alaskitic, kinzigitic, plagiogranitic, dioritic and enderbitic. The petrochemical peculiarities of each line are discussed. It was shown that main features of lines depend on the ratio Al_2O_3/CaO , which consistently decreases from the beginning to the end of this sequence. That allows to regard the given sequence as systematic.

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Загально відомо, що в регіонах розвитку раннього докембрію (щитах, фундаменти давніх платформ) широко розповсюджені інтрузивні та ультраметаморфічні гранітоїди. За характером співвідношень із вміщуючими товщами всі тіла гранітоїдів можуть бути поділені на алохтонні (які не мають постійних зв'язків із товщами певного складу), параавтохтонні (частково переміщені в межах товщ певного складу) та автохтонні, локалізовані серед товщ певного складу [6]. Характерною особливістю останніх є певна подібність особливостей мінерального складу гранітоїдів і метаморфічних товщ, серед яких вони залягають. Це дозволяє впевнено припускати, що гранітоїди таких тіл виникли за рахунок гранітизації вміщуючих товщ і не підлягали будь-яким суттєвим переміщенням. Автохтонні гранітоїди можуть утворювати тіла трьох різних структурних груп (типів): а) мігматитові поля; б) власне плутонометаморфічні тіла; в) плутонічні масиви. Характерною особливістю мігматитових полів є приблизно однакові кількісні співвідношення метаморфітів і плутонітів, у морфологічному відношенні найбільше розповсюджені смугасті та брилові мігматити. У власне плутонометаморфічних тілах кількість метаморфітів коливається від 1 до 10 %, скіаліти їх розміщені досить рівномірно за всією площею тіла. Подібні тіла мають зазвичай поступові переходи до мігматитів, а гранітоїди, що їх складають, зберігають гнейсоподібні текстури та гранобластові структури. Плутонічні тіла автохтонних гранітоїдів, на відміну від плутонометаморфічних, зберігають скіаліти кількістю менше 1 %, локалізовані переважно поблизу контактів. Контакти одного і того ж масиву можуть бути поступовими на одних та різкими на інших ділянках. Текстури гранітоїдів змінюються від гнейсоподібних до масивних, структури – від гранобластових до погано виражених гіпдіоморфнозернистих. Такі тіла за своїми структурно-текстурними особливостями нерідко дуже подібні до алохтонних (інтрузивних). Тому треба підкреслити особливо: з генетичного погляду всі плутонометаморфічні тіла можна розглядати як ультраметаморфічні, натомість плутонічні тіла можуть мати різну генетичну природу – інтрузивну, ультраметаморфічну. Автохтонні тіла трьох перерахованих структурних типів утворюються по метаморфічних товщах, заміщують їх, причому можна досить впевнено вважати, що послідовність від мігматитів до плутонічних тіл відповідає збільшенню інтенсивності процесу гранітизації, тобто кожний наступний тип виникає за рахунок заміщення попереднього. Таким чином, можна говорити про існування у природі певних еволюційних рядів, що відповідають послідовним стадіям гранітизації метамор-

фічних товщ аж до виникнення плутонічних масивів. Розглядаючи різні члени таких рядів, як окремі формації (чи формаційні різновиди), можна говорити про заміщення в межах одного ряду одних формацій іншими та принципову подібність цього явища псевдоморфним заміщенням мінералів. Відповідно, такі ряди також можна назвати псевдоморфними.

Підкреслимо, що виділення псевдоморфних рядів можливо лише польовими методами. Далеко не в кожному районі такі ряди представлені в повному обсязі, частіше ті чи інші члени рядів "випадають" (наприклад, автохтонні плутонічні формації широко розвинені у східній і практично відсутні в західній частині Українського щита). Тому повна характеристика й систематика рядів вимагає залучення даних принаймні по декількох докембрійських регіонах. Після того, як ряди виділені геологічними методами, можливе зіставлення особливостей їхнього складу. На сьогодні можна говорити про існування шести псевдоморфних рядів автохтонних гранітоїдів. Групою дослідників Київського національного університету під керівництвом проф. М. Толстого протягом багатьох років проводилося дослідження так званих петротипів (найхарактерніших відмін) алохтонних і автохтонних гранітоїдів Українського щита. Отримані результати були узагальнені в монографії [9] та покладені в основу наведеного нижче розгляду особливостей складу псевдоморфних рядів.

Виклад основного матеріалу. В межах Українського щита найнижче стратиграфічне положення займають утворення кінцигітової та гіперстенової гнейсокристалосланцевої формації. Перша з них представлена товщею біотит-гранатових і гранат-біотитових плагіогнейсів і гнейсів із силіманітом, кордієритом, графітом. По них розвиваються так звані чудново-бердичівські біотит-гранатові гранітоїди кінцигіт-гранатової формації [5; 8]. Гранітоїди містять численні скіаліти метаморфічних порід і фактично утворюють у південно-західній частині щита одне величезне плутонометаморфічне тіло. Мігматитові поля такого складу на Українському щиті відсутні, але вони спостерігались у південній частині Балтійського щита. Тут широко розповсюджена кінцигітова метаморфічна формація, а гранатові гранітоїди, що з нею асоціюють, утворюють у випадках, що ми спостерігаємо, не суцільні тіла, а мігматитові поля, в межах яких відбувається чергування згідних шарів гнейсів і шароподібних тіл гранітів потужністю до 10–15 м (р-н с. Хійтола, Куркйоки у Приладожжі). Найбільш різноманітно подібні утворення проявлені в докембрії Єнісейського кряжу. Тут також розвинена кінцигітова формація архейського віку, з якою тісно асоці-

ують поля мігматитів та згідні шароподібні тіла (об'єднані в так званий богунаєвський комплекс), а також невеликі (до 1 кв км) плутонічні тіла гранітів того ж складу (кузнецівський комплекс), які подекуди мають чіткі контакти з гранітоїдами богунаєвського комплексу, які Ю. Кузнецов описав під назвою мігматитів гіперстенових гнейсів і пов'язаних з ними чарнокітів [4; 7]. Ці спостереження дозволяють говорити про існування в природі **кінцигітоїдного ряду** автохтонних гранітоїдів (від мігматитів до плутонічних тіл), найповніше проявленого в Єнісейському краї; на Українському та Балтійському щитах проявлені лише окремі члени того ряду.

Гіперстенова гнейсо-кристалосланцева формація представлена гнейсами та кристалічними сланцями з гіперстеном. З нею асоціюють ендербіти, об'єднані в гнейсо-ендербітову формацію, за [5]. У складі цієї формації можуть бути виділені тіла двох типів: ділянки, утворені мігматитами, де ендербіти виступають як неосоми (наприклад, група кар'єрів поблизу с. Старий Крим на північ від Маріуполя), та плутонометаморфічні тіла ендербітів зі скіалітами (кількість останніх на окремих ділянках сягає 30 %) метаморфічних порід (наприклад "Синя Гора" в Приазов'ї). Існування плутонічних тіл ендербітів на Українському щиті ще не є з'ясованим. У кар'єрі поблизу с. Олександрівка на правобережжі Південного Бугу нами спостерігались ендербіти, позбавлені скіалітів. Розміри кар'єру на час спостережень становили приблизно 200 x 200 м. Залишилось неясним, чи тут відслонене самостійне плутонічне тіло, чи цей вихід є лише фрагментом великого плутонометаморфічного тіла гнейсо-ендербітової формації. Плутонічне тіло ендербітів, практично позбавлене скіалітів, спостерігалось нами в південній частині Балтійського щита (район північно-західного закінчення затоки Меклахті Ладозького озера). Розміри тіла невеликі (ймовірно, не більше 1 кв км), характер контактів з ендербітовими мігматитами змінюється від поступового до чіткого. Ці дані дозволяють виділити **ендербітоїдний ряд** автохтонних гранітоїдів, який також включає тіла від мігматитів до плутонічних.

Стратиграфічно вище гнейсо-кристалосланцевої та кінцигітової формацій у розрізі Українського щита залягає так звана лейкогранулітова формація, складена досить строкатим переліком порід, серед яких переважають лейкократові біотитові та гранат-біотитові двопольовошпатові гнейси [5]. З останніми постійно асоціюють лейкократові граніти до аляскітів, які нерідко містять гранат. Цікаво, що морфологія тіл у різних частинах щита має різний характер. Найрізноманітніша вона у Західному Приазов'ї. Лейкогранулітова формація тут повсюдно мігматизована, кількість гранітоїдного матеріалу коливається від 5–10 % до 30–40 %, а на деяких ділянках до 50–60 %. Потужність гранітових прошарків коливається від 1 см до 10–15 м. Відслонення цих утворень можна спостерігати по річках Корсак, Лозоватка, Суха Конка, Обіточна. Наявність ділянок з підвищеною кількістю гранітового матеріалу дала підстави виділити тут мігматит-лейкогранулітову формацію. Прикладом її можуть слугувати відслонення по правому березі р. Лозоватка вище с. Коларівка. Найбільш показовий характер мають відслонення по р. Кальчик поблизу траси "Донецьк – Маріуполь". Тут спостерігається чергування згідних тіл гранітів потужністю до 50 м і ділянок тонкого перешаровування гнейсів, та тих самих гранітів, що утворюють прошарки потужністю до 1–2 см. Сумарна кількість гранітоїдного матеріалу тут коливається від 30 до 90 %. На інших ділянках серед мігматитів спостерігаються невеликі за розмірами плутонометаморфічні тіла гранітів зі скіалітами тих самих метаморфічних порід, виділені в самостійну гнейсо-аляскітову формацію [5].

Одне з таких тіл відслонене в кар'єрі на лівобережжі р. Токмачки в 2 км вище с. Тарасовки, друге – на лівобережжі р. Токмак поблизу с. Могиляни (видима потужність тіла тут сягає близько 1 км). Переходи між плутонометаморфічними тілами та мігматитами поступові. Поблизу с. Бойове (р. Солона) відслонене тіло аналогічних аляскітів з гранатом, повністю позбавлене скіалітів. Друге подібне тіло спостерігалось на лівобережжі р. Сухої Конки напроти хутора Тихий Гай. Розміри його становлять не менше 200 x 100 м. Обидва тих тіла можуть розглядатися як плутонічні. Аналогічна асоціація лейкогранулітової формації та супутніх гранітів широко розвинена на Побужжі та у Придністров'ї; тут переважають плутонометаморфічні тіла; в меншій кількості проявлені мігматити, а плутонічні тіла не відмічались. За [5], ці утворення об'єднані в одну гнейсо-аляскітову формацію, раніше вони були описані [8] під назвою формації біотитових граніто-гнейсів. Усі ці спостереження дають підстави для виділення **аляскітоїдного ряду** автохтонних гранітів, який, так само, як і розглянуті вище ряди, включає мігматитові поля, плутонометаморфічні та плутонічні тіла.

Три розглянутих ряди пов'язані з метаморфічними товщами гранулітової фації метаморфізму. З товщею біотитових і роговообманкових плагіогнейсів, кристалічних сланців і амфіболітів амфіболітової фації метаморфізму (аульська серія Середнього Придніпров'я) асоціюють плутонометаморфічні тіла гнейсо-граніт-плагіогранітової, за [5], формації. У їхньому складі переважають плагіограніти та тоналіти із гнейсоподібними, зрідка масивними текстурами, серед яких повсюдно присутні лінозоподібні скіаліти вмісних метаморфічних порід (так званий дніпропетровський комплекс). Із плутонометаморфічними тілами пов'язані поступовими переходами значні за розмірами (не менше 100 кв км) масиви однорідних масивних плагіогранітів, які містять лише поодинокі скіаліти метаморфічних порід. Найвідомішим із них є Запорізький масив. На карті формацій Українського щита ці масиви віднесені до самостійної плагіогранітової формації [5]. Подібні за складом та структурно-текстурними особливостями плагіогранітоїди розвинені в Західному та Центральному Приазов'ї (в літературі вони відомі під назвою шевченківських і каратюцьких). Тут широко розповсюджена мігматит-плагіогнейсова формація, представлена смугастими мігматитами, палеосома яких складена біотитовими плагіогнейсами (ймовірно, діафоритами за товщею гранулітової фації метаморфізму), а неосома – плагіогранітами. На багатьох ділянках кількість плагіогранітів суттєво зростає і виникають плутонометаморфічні тіла, які містять до 30 % включень плагіогнейсів (гнейсо-плагіогранітова формація, за [5]). При подальшій гранітизації виникли шароподібні, згідні за смугастістю мігматитових полів і плутонометаморфічних тіл, масиви однорідних кварцових діоритів, тоналітів та плагіогранітів площею в десятки квадратних кілометрів – Лідинський, Каратюцький. Цікаво, що нижні контакти масивів поступові, плагіогранітоїди поблизу них мають гнейсоподібні текстури; верхні контакти тих же масивів різкі, а плагіогранітоїди поблизу них стають більш дрібнозернистими та більш меланократовими. За складом тут переважають тоналіти (Лідинський масив), або плагіограніти (Каратюцький масив), у підпорядкованій кількості присутні гранодіорити та низьколужні граніти. В центральних частинах масивів вони містять клінопіроксен, рогову обманку та біотит; по мірі наближення до

периферії спочатку зникає піроксен, потім рогова обманка і натомість з'являється до 10 % калієвого польового шпату. Різні дослідники описували ті масиви під назвою каратюцького комплексу чи плутонічної плагіогранітової формації [5]. Обидва масиви супроводжуються менш потужними тілами – сателітами. Картування показало, що всі плутонічні тіла локалізовані на одному стратиграфічному рівні – у верхній частині розрізу плагіогнейсової товщі. Однотипні утворення, за нашими спостереженнями, широко розповсюджені в північно-західній частині Алданського щита в асоціації з метаморфічними товщами амфіболітової фації метаморфізму ольокмінської серії. Все це дозволяє виділити **плагіогранітоїдний ряд** автохтонних гранітоїдів.

Із діафторованими товщами Приазов'я пов'язані утворення ще одного, **діоритоїдного ряду**, які поки що не відомі в інших регіонах. У басейнах рік Обіточна та Кільтичія розповсюджена товща одноманітних біотит-роговообманкових, рідше роговообманкових кристалічних сланців. Порооди метаморфізовані в амфіболітової фації, але ймовірно, є діафторитами по вихідній товщі гранулітової фації метаморфізму [5]. Серед сланців містяться невеликі виділення ліноподібної та неправильної форми кварцових діоритів до тоналітів. На певних ділянках кількість гранітоїдів різко зростає і вони утворюють плутонометаморфічні тіла розміром у перші квадрати км, які містять від 15 до 40 % скіалітів кристалічних сланців. Склад плутонічних порід стає більш різноманітним – тут спостерігаються біотит-роговообманкові та роговообманково-біотитові тоналіти, кварцові діорити, зрідка плагіограніти. Переходи всіх відмін між собою та до вмисних порід поступові. Ці утворення віднесені до самостійної кристалосланцево-діорит-тоналітової плутонометаморфічної формації. Із кристалосланцевою товщею асоціюють також згідні плутонічні масиви біотит-роговообманкових кварцових діоритів і тоналітів розміром у десятки кв км. Найбільшими серед них є Південнообіточненський масив, відслонений по річках Чокрак, Обіточна, Кільтичія (видима потужність близько 12 км) і Північнообіточненський масив (басейн р. Салтичія), який займає площу не менше 17–18 x 5 км. Порооди мають гранобластові структури, масивні, гнейсоподібні або смугасті текстури. Скіаліти у внутрішніх частинах масивів відсутні; контакти їх з метаморфічною товщею являють собою зони чергування згідних шароподібних тіл гранітоїдів і шарів сланців. Потужність таких зон сягає 200 м; у їхніх межах потужність окремих тіл гранітоїдів поступово зменшується по мірі віддалення від масиву від 5 м до повного зникнення. Ці масиви відповідають більшій частині об'єму обіточненського комплексу у схемах попередників. Останній, за нашими спостереженнями, об'єднує автохтонні тіла кварцових діоритів – тоналітів, тісно пов'язаних структурно із кристалосланцевою формацією, та алохтонні тіла габродіоритів, які таких зв'язків не мають.

З метатеригенною ранньопротерозойською товщею інгуло-інгулецької серії центральної частини Українського щита пов'язані автохтонні гранітоїди **лейкогранітоїдного ряду**, віднесені на карті формацій до гнейсо-лейкогранітової формації, представленої відносно невеликими (перші десятки кв км) масивами, пов'язаними поступовими переходами з мігматитами. Будова тіл має зональний характер – їхні внутрішні частини складені чергуванням масивних, гнейсоподібних і смугастих біотитових гранітів із включеннями гнейсів (Восіятський масив у долині р. Громокля, Новопраський масив, відслонений по р. Бешка поблизу с. Нова Прага), а зовнішні насичені включеннями порід брилової форми, що надає їм вигляд макроагматитів. Граніти масивів поступово переходять у мігматити, складені чергуванням шароподіб-

них тіл гранітів, власне смугастих мігматитів і гнейсів інгуло-інгулецької серії. Потужність окремих гранітових тіл і проміжків між ними коливається від десятків сантиметрів до 15 м, сумарна кількість гранітоїдного матеріалу становить від 10 до 90 %. У деяких випадках такі мігматитові ділянки можуть займати самостійне положення серед гнейсів (відслонення по р. Боковенька на південній околиці с. Велико-Федорівка).

Отже, існування у природі псевдоморфних рядів автохтонних гранітоїдів апробоване в ряді публікацій по Українському щиту (в першу чергу при складанні карти формацій) і підтверджене дослідженнями окремих районів Балтійського й Алданського щитів. Не виключено, що при подальших цілеспрямованих дослідженнях різних регіонів можуть бути виділені й інші псевдоморфні ряди. Підкреслимо також, що ці ряди не охоплюють всієї різноманітності ультраметаморфічних утворень. Зокрема, окремо мають розглядатися так звані граніто-гнейсові куполи, які подекуди виникають по периферії прогинів, вивопнених зеленокам'яними та метатеригеними комплексами (наприклад, вздовж північно-східної границі Кодаро-Удоканського прогину Алданського щита), або в потужних тектонічних зонах, які відділяють такі комплекси від грануліто- та амфіболіто-гнейсових (наприклад, тіла, які "заліковують" південну тектонічну границю Тетерівського прогину Українського щита, або так званий Верхньокатугінський граніто-гнейсовий масив, який "заліковує" південний тектонічний контакт Кодаро-Удоканського прогину та ін.). Можна також говорити про існування певних петрологічних обмежень складу автохтонних гранітоїдів. Судячи з наявних даних, вони не можуть бути більш основними за кварцові діорити (що можна легко пояснити їхнім анхігнетичним характером) і більш лужними, ніж сублужні відміни (що пояснити значно складніше).

У табл. 1 наведено хімічний склад петротипів автохтонних гранітоїдів. Розгляд варіацій складу гранітоїдів кожного ряду на діаграмі Харкера показав, що при переході від мігматитових полів через плутонометаморфічні тіла до плутонічних у більшості псевдоморфних рядів дещо зростає кількість кремнезему, заліза та магнію, однак ці тенденції виражені досить слабо і серед гранітоїдів, що складають тіла різної морфології, завжди можуть бути виявлені відміни з однаковим вмістом породотвірних оксидів. У цілому можна констатувати, що в межах кожного псевдоморфного ряду коливання петрохімічного складу окремих відмін досить значні (що, ймовірно, зумовлене відмінностями складу вихідних порід, які підлягали гранітизації), але відмінності між мігматитовими полями, плутонометаморфічними та плутонічними тілами зумовлені не еволюцією процесів гранітизації, а лише різною інтенсивністю останніх (що обумовлювало різний ступінь перетворення вихідного субстрату та гомогенізації виникаючої при цьому речовини).

Зіставлення різних рядів між собою показує, що за зміною вмісту ряду оксидів – зменшенням кількості кремнезему та збільшенням кількості глинозему, заліза, кальцію всі ряди можуть бути розташовані в послідовності "лейкогранітоїдний – аляскітоїдний – кінцигітоїдний – плагіогранітоїдний – діоритоїдний – ендербітоїдний ряд". Сумарний вміст лугів у всіх рядах залишається приблизно однаковим і коливається в межах 5–7 %. При цьому вміст калію та натрію пов'язаний зворотною залежністю, яка може бути описана формулою $K_2O = 5 - 1,2 (Na_2O - 1,5)$. За ознакою присутності чи відсутності калієвого польового шпату гранітоїди всіх рядів можуть бути поділені на дві групи. До однієї – калієвої групи – належать представники аляскітоїдного, лейкогранітоїдного та кінцигітоїдного рядів, у яких калієвий шпат входить до складу провідного міне-

рального парагенезису. До другої – натрієвої групи – належать гранітоїди плагіогранітоїдного, діоритоїдного та ендербітоїдного рядів, у яких калієвий польовий шпат присутній лише спорадично. Обидві групи добре відокремлені за співвідношенням "калій – натрій", межа між ними відповідає $K_2O/Na_2O = 3/4$. Представники окремих рядів у межах тих двох полів не розрізняються. Не різняться окремі псевдоморфні ряди і за співвідношеннями заліза й магнію. Залежність між вмістом цих оксидів у всіх рядах близька до лінійної і може бути описана формулою $FeO + Fe_2O_3 = 2MgO + 1$ (у вагових %). Така ж пряма залежність встановлена і між вмістом кальцію та глинозему.

Однак "швидкість накопичення" кальцію та глинозему в різних рядах виявилася різною, в результаті чого при аналізі величини відношення " CaO/Al_2O_3 ", взятого порівняно з відношенням " K_2O/Na_2O ", для різних рядів виявилися суттєві відмінності. Як відомо, багато фундаментальних зако-

номірностей зміни складу порід та мінералів добре описуються за допомогою простих співвідношень цілих чисел [2]. Ми спробували застосувати цей прийом до аналізу складу автохтонних гранітоїдів. З цією метою десяткові відношення оксидів (див. табл. 1) було переведено у прості дробі. Природно, що в деяких випадках це призводить до певного порушення результатів. Проте можна все-таки говорити, що відношення " CaO/Al_2O_3 ", яке дорівнює величинам 1/7, 1/6, 1/4, 1/3, є граничним для складу гранітоїдів різних псевдоморфних рядів. У цю закономірність не вписуються лише три аналізи плагіогранітоїдів Бузько-Росинського району, які попадають в одне поле з ендербітами. Оскільки в цьому ж районі розвинені так звані собіти – породи плагіогранітоїдного складу, які виникли в результаті діафорезу ендербітів, не виключено, що для розглянутих плагіогранітоїдів субстратом також могли слугувати діафорити по ендербітах.

Таблиця 1. Хімічний склад петротипів автохтонних гранітоїдів

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO/Al ₂ O ₃
1	72,52	0,36	13,62	0,54	2,15	0,03	0,90	1,27	4,00	3,55	0,02	0,093
2	74,02	0,08	13,99	0,46	1,51	0,05	0,08	1,38	2,96	5,07	0,02	0,099
3	71,40	0,30	14,30	1,60	1,30	0,05	0,70	2,10	2,97	4,19	0,15	0,147
4	72,75	0,29	14,67	0,57	1,84	0,08	0,32	1,68	3,33	4,00	0,11	0,115
5	64,19	0,70	15,57	2,17	6,13	0,11	2,41	2,47	2,25	3,46	0,06	0,159
6	65,31	0,59	15,81	0,67	4,61	0,06	2,42	2,19	3,13	3,17	0,12	0,139
7	70,59	0,26	15,00	0,94	2,22	0,03	0,93	2,40	3,33	2,92	0,14	0,160
8	70,30	0,48	13,43	1,70	3,01	0,05	0,68	2,07	2,23	5,78	0,12	0,154
9	63,83	0,51	16,63	3,38	2,32	0,06	1,77	3,91	4,26	1,99	0,17	0,235
10	67,15	0,43	16,27	2,01	1,42	0,04	1,15	3,26	4,37	2,64	0,16	0,200
11	68,84	0,22	15,28	0,73	1,92	0,03	1,23	3,00	4,93	2,29	0,12	0,196
12	71,54	0,18	15,78	1,00	1,18	0,02	0,66	3,15	4,85	0,85	0,06	0,200
13	69,10	0,30	15,32	1,21	1,81	0,05	1,72	3,09	4,52	1,98	0,10	0,202
14	69,04	0,40	15,54	1,53	1,11	0,05	1,50	3,33	4,78	1,71	0,15	0,214
15	62,13	0,56	16,12	1,80	4,59	0,13	2,55	4,81	3,99	1,88	0,17	0,298
16	56,02	0,74	17,46	2,07	5,04	0,13	4,02	6,23	3,44	2,14	0,19	0,357
17	61,96	0,70	17,02	2,14	3,73	0,14	2,36	5,12	3,56	1,82	0,18	0,301
18	71,00	0,22	15,51	0,91	1,98	0,04	0,79	3,01	4,65	1,19	0,09	0,194
19	69,40	0,31	15,70	1,50	1,56	0,04	1,21	3,12	4,79	1,67	0,13	0,199
20	70,52	0,19	15,93	0,64	1,82	0,03	0,72	3,07	4,98	1,26	0,07	0,193
21	64,66	0,60	16,06	2,75	3,67	0,10	1,69	4,34	3,66	1,61	0,15	0,270
22	69,99	0,30	15,25	1,01	2,12	0,04	1,15	2,82	4,51	1,45	0,09	0,185
23	69,76	0,30	15,76	0,82	2,42	0,04	0,89	3,17	4,59	1,48	0,08	0,201
24	62,09	0,42	16,92	2,18	2,91	0,11	2,60	5,10	4,37	1,96	0,21	0,301
25	66,50	0,41	16,65	1,41	2,30	0,08	1,51	4,34	4,22	1,37	0,20	0,261
26	65,50	0,59	15,91	1,29	3,51	0,06	2,04	3,44	3,63	2,65	0,20	0,216
27	60,73	0,69	17,34	1,78	3,56	0,08	2,37	5,20	4,65	1,58	0,24	0,300
28	65,88	0,47	16,48	1,89	2,40	0,05	1,64	3,96	4,40	1,67	0,14	0,240
29	62,49	0,60	16,69	1,35	5,53	0,11	2,50	5,47	3,69	0,67	0,12	0,328
30	58,69	0,84	17,70	2,09	4,79	0,15	2,74	5,75	4,00	1,59	0,12	0,325
31	64,06	0,69	16,25	1,48	4,25	0,11	2,27	4,03	3,74	1,76	0,15	0,248
32	63,85	0,54	14,99	1,95	3,78	0,08	2,22	4,19	4,24	2,50	0,12	0,280

Примітка: Лейкогранітоїдний ряд: 1 – лейкограніт р. Боковенька гнейсо-лейкогранітової формації Інгульського району (ПМ), 2 – лейкограніт Новопраського масиву Інгульського району (П). Аляскітоїдний ряд: 3 – граніт гнейсо-алаяскітової формації Поділля (МГ), 4 – граніт гнейсо-алаяскітової формації Приазов'я (МГ). Кінцигітоїдний ряд: 5 – чарнокіт богунаєвського комплексу Єнісейського кряжу (МГ), 6 – жезелівський гранодіорит кінцигіт-гранітової формації Поділля (ПМ), 7 – граніт стрижавський, там само (ПМ), 8 – чарнокіт кузєєвський Єнісейського кряжу (П). Плагіогранітоїдний ряд: 9 – тоналіт Стульнівського кар'єру мігматит-плагіогнейсової формації Приазов'я (МГ), 10 – гранодіорит токмакський, там само (МГ), 11 – гранодіорит коларівський, там само (МГ), 12 – плагіограніт шевченківський гнейсо-плагіогранітової формації Приазов'я (ПМ), 13 – плагіограніт Каратюкського масиву плагіогранітової формації Приазов'я (П), 14 – плагіограніт Лідинського масиву, там само (П). 15 – кварцовий діорит росинський гнейсо-гранодіоритової формації Росинсько-Тикицького району (ПМ), 16 – кварцовий діорит тикицький, там само (ПМ), 17 – кварцовий діорит тетєвський, там само (ПМ), 18 – кварцовий діорит звенигородський (ПМ), 19 – плагіограніт дніпропетровський гнейсо-граніт-плагіогранітової формації Середнього Придніпров'я (ПМ), 20 – плагіограніт запорізький плагіогранітової формації Середнього Придніпров'я (П), 21 – тоналіт гурівський гнейсо-граніт-плагіогранітової формації долини р. Інгулець (ПМ), 22 – плагіограніт інгулецький, там само (ПМ), 23 – плагіограніт Кременчузького масиву плагіогранітової формації (П). Діоритоїдний ряд: 24 – кварцовий діорит осипенківський кристалосланцево-діорит-тоналітової формації Приазов'я (ПМ), 25 – тоналіт роздольський, там само (ПМ), 26 – гранодіорит гайсинський діафорит-діорит-гранітової формації Бузько-Росинського району (ПМ), 27 – кварцовий діорит обіточненський діорит-тоналітової формації Приазов'я (П), 28 – тоналіт обіточненський, там само (П). Ендербітоїдний ряд: 29 – ендербіт гайворонський гнейсо-ендербітової формації західної частини Українського щита (ПМ), 30 – ендербіт ятранський, там само (ПМ), 31 – ендербіт с. Олександрівка, там само (П – ?), 32 – ендербіт старокримський гнейсо-ендербітової формації Приазов'я (ПМ).

Геологічні тіла: МГ – мігматитові поля, ПМ – плутонометаморфічні тіла, П – плутонічні тіла.

Аналізи: 1 – Ю. Сухоруков (ІЛСАН, Москва), 3,4 – В. Пащенко (Львівський університет), 5,8 – Даценко (1984), всі інші – Ю. Гасанов (Київський університет).

Оскільки основним концентратором окису кальцію та глинозему є плагіоклази, можна досить впевнено припускати, що вказані вище відмінності між рядами мають бути тісно взаємопов'язані зі змінами складу та кількості останніх. Склад плагіоклазів, як відомо, визначається в першу чергу співвідношеннями натрію та кальцію. За цим співвідношенням гранітоїди різних рядів також розділяються досить чітко і розмежовуються відповідно до складу плагіоклазів певних номерів за [1].

Слід зупинитись окремо на особливостях гранітоїдів аляскітоїдного ряду. За зовнішнім виглядом вони здаються більш лейкокративними (і, відповідно, більш кислими) порівняно з гранітоїдами лейкогранітоїдного ряду. Однак, за вмістом і співвідношенням породоутворювальних оксидів вони займають проміжне положення між гранітоїдами лейкогранітоїдного та кінцигітоїдного рядів (тобто, автохтонні аляскітоїди виявляються більш кальцієвими порівняно з лейкогранітоїдами).

Таблиця 2. Псевдоморфні ряди автохтонних гранітоїдів Українського щита

Метаморфічні товщі та формації (Ф)	Псевдоморфні ряди	Морфологічні відміни (формаційні різновиди – Ф)			Характерні мінерали	Хімізм
		Мігматитові	Плутонометаморфічні	Плутонічні		
Інгуло-інгулецька серія	Лейкогранітоїдний	Мігматит-гнейсова	Гнейсо-лейкогранітова	Лейкогранітова	Бі, Гр	Al ₂ O ₃ ↑
Лейкогранулітова Ф.	Аляскітоїдний	Мігматит-лейкогранулітова	Гнейсо-аляскітова	Аляскітова		
Кінцигітова Ф.	Кінцигітоїдний	Мігматит-кінцигітова	Кінцигіт-гранітова	"Кузєєвітова"	Бі, Гр, Корд	↓ CaO
Кристалосланцево-амфіболітова Ф. Придніпров'я та ін.	Плагіогранітоїдний	Мігматит-плагіогнейсова	Гнейсо-(± граніт)-плагіогранітова	Плагіогранітова	Бі, Ро	
Кристалосланцева Ф. Приазов'я	Діоритоїдний	Мігматит-діорит-кристалосланцева	Кристалосланцево-діорит-тоналітова	Діорит-тоналітова		
Гнейсо-кристалосланцева Ф.	Ендербітоїдний	Мігматит-ендербіт-кристалосланцева	Гнейсо-ендербітова	"Ендербітова"	Пір	

Наведені дані дозволяють розташувати виділені псевдоморфні ряди автохтонних гранітоїдів у систематизаційній послідовності від відносно високоглиноземних до кальцієвих (табл. 2). Акцесорна мінералізація автохтонних гранітоїдів бідна. У помітних кількостях вони містять лише мінерали, показані в табл. 3. "Наскрізним" мінералом, який постійно зустрічається у значних кількостях, є магнетит. У гранітоїдах "глиноземної групи" рядів у помітних кількостях присутні гранат і ільменіт. У гранітоїдах "кальцієвої групи" – апатит і сфен.

Підвищений вміст гранату, сфену й апатиту легко пояснити особливостями хімізму вмісних гранітоїдів, натомисть зв'язок ільменіту з породами кінцигітоїдного ряду лишається незрозумілим.

Висновки. Таким чином, головною систематизаційною ознакою виявилось співвідношення вмісту кальцію та алюмінію. Підкреслимо, що систематизаційна послідовність рядів відповідає послідовності зміни петрохімічних та петрографічних ознак і відрізняється від їхньої "стратиформної" послідовності в загальній будові Українського щита.

Таблиця 3. Акцесорні мінерали в автохтонних гранітоїдах псевдоморфних рядів (г/т)

Ряди	Петротипи	Магнетит	Ільменіт	Сфен	Апатит	Гранат	Циркон
Лейкогранітоїдний	Граніт воссіяський	065	265	3	44		
Кінцигітоїдний	Чарнокіт-сабаровіт	118	4524	53	58	До 47300	
	Вінницит Чарнокіт Саяну ¹	1700 13390	5 3278		172 21	7 11188	185
Плагіогранітоїдний	Плагіограніт шевченківський ²	2400		276	507		
	Плагіограніт каратюкський ²	2480		276	507		69
	Плагіограніт дніпропетровський ³	6450	24	160	975		173
	Діорит тикицький плагіограніт звенигородський ³	5800 3530		430 446	73 3360		2
Діоритоїдний	Тоналіт обіточненський ²	6300			1000		100
Ендербітоїдний	Ендербіт гайворонський	2890	526	18	80	92	30
	Ендербіт олександрівський	2897	49		378	571	24

Примітки: ¹ за даними В. Даценка (1984), ² за даними В. Цуканова (1977), ³ за даними (Гранитоидные формации Украинского щита, 1984), інші – за даними І. Носирева та В. Кадурина.

1. Бетехтин А.Г. Минералогия. – М., 1950. 2. Васютинский М.А. Стехиометрия горных пород. – М., 1986. 3. Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б. Щербак, К.Е. Есипчук, В.И. Орс и др., отв. ред. Н.П. Щербак. – К., 1984. 4. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск, 1984. 5. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка / Под ред. Е.М. Лазыко. – К., 1991. 6. Кирилюк В.П., Свешников К.И. Структурно-генетическая систематика гранитоидных формаций и ее использование при

геологическом картировании // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. – СПб., 1994. – С. 76–77. 7. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М., 1964. 8. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. – Львов, 1975. 9. Петрогеохимия і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко та ін. – К., 2003.

Надійшла до редколегії 20.09.05