

## МЕТАЛОГЕНІЯ ТРАПОВОГО МАГМАТИЗМУ В ДОКЕМБРІЇ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

**М.М. Костенко**

*Український державний геологорозвідувальний інститут, 04114, вул. Автозаводська, 78, м. Київ, Україна*

У докембрійській історії геологічного розвитку південно-західної частини Східноєвропейської платформи виділено три етапи трапового магматизму. Показано, що різновіковий докембрійський траповий магматизм цієї території — свідчення поеталної кратонізації у протерозої мобільної крайової частини і поступового перетворення її на стабільну платформну область. Становлення трапових комплексів пов'язується з циклічним проявом процесів тектоно-магматичної активізації, обумовлених зародженням мантійних плюмів і формуванням мантійних розплавів одного й того ж рівня магнегенерациї. Проаналізовані основні риси подібності й відмінності зазначених утворень та класичних трапових регіонів. Зазначено, що траповий магматизм усіх етапів розвитку в межах цієї платформи має високу металогенічну продуктивність: з ним пов'язані високі промислові перспективи, зокрема, на сульфідне мідно-нікелеве зруденіння з супутніми платиноїдами та на самородномідне зруденіння зі сріблом.

**Вступ.** Трапи (континентальні платобазальти) є характерними продуктами вулканічних вивержень платформного геотектонічного режиму розвитку земної кори, хоча їх зафіксовано й у епікратонних складчастих областях. Поширені практично на всіх давніх і молодих платформах — Сибірській, Східноєвропейській (СЄП), Індійській, Африканській, Північно- і Південно-Американській та ін., де беруть участь у будові платформного чохла й утворюють великі за площею та потужністю покриви.

Траповий магматизм проявлений як в ефузивній, так і в інтрузивній формі. При цьому наземні виливи базальтів нерідко супроводжуються пірокластичними викидами. Інтрузивні утворення представлені силами (типова форма), дайками та інтрузіями іншого морфологічного типу. Потрібно відзначити, що на деяких платформах (наприклад, Сибірській і Південно-Африканській) за площею переважають інтрузивні фації над ефузивними, на інших — навпаки. Траповий магматизм багатofазний і неодноразово був проявлений у період формування стійких областей земної кори [2, 19]. Так, в межах Сибірської платформи

траповий магматизм був проявлений у мезопротерозої, рифеї, девоні та пермі-тріасі. Докембрійські трапи також встановлені на Воронезькому кристалічному масиві (ВКМ) [25, 26] і в Беларусі [1]. Трапи Деканського плато в Індії мають пізньокрейдовий-еоценовий вік. Міоценові трапи відомі на Колумбійському плато заходу США і на західному узбережжі Антарктиди.

Загалом, встановлено одноманітність петрографічного складу трапів, похідних від толейтової базитової магми, хоча відмічено в них і породи підвищеної лужності — сублужні та лужні (переважно в нижніх і верхніх частинах розрізів), а в деяких провінціях до складу трапових асоціацій входять також кислі вулканіти. Характерною рисою трапів є відсутність порід середнього складу. Деякі відмінності хімічного складу конкретних трапових комплексів обумовлені варіаціями вмісту в них лугів, кремнезему, титану і магнію.

Різні фації трапів характеризуються різним металогенічним спрямуванням. Так, з інтрузивними трапами Сибірської платформи (Норильський і Талнаський сили) пов'язані величезні родовища сульфідних мідно-нікелевих руд з платиноїдами, а з ефузивними трапами району Верхнього Озера (США) — самородної міді.

© М.М. Костенко, 2011

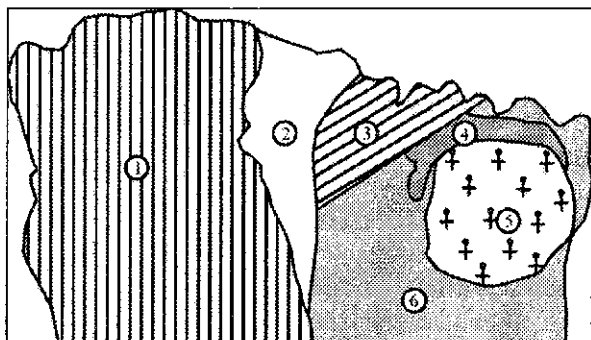


Рис. 1. Схема поширення трапів південно-західної частини СЄП: 1–3 – області поширення (1 – трапової плутоно-вулканічної асоціації Волино-Подільської плити, 2 – відкладів поліської серії, 3 – інтрузивних трапів кам'янського комплексу); 4 – накладені палеозападини Овруцької рифтогенної системи; 5 – Коростенський плутон; 6 – область поширення інтрузивних трапів прутівського комплексу

Як показує аналіз матеріалів, отриманих автором у процесі вивчення базитових утворень Волинського мегаблоку і опублікованих даних інших дослідників, в межах південно-західної частини СЄП трапові утворення розвинені в межах Українського щита (УЩ), де вони на сучасному ерозійному зрізі представлені лише інтрузивною фацією, та в межах Волино-Подільської плити (ВПП), де розвинені всі фації трапів: ефузивна, пірокластична й інтрузивна (рис. 1).

**Стан вивченості питання.** У межах північно-західної частини УЩ, розташованого на південному заході СЄП, широко розвинені дайкові утворення, різні за віком, речовинним складом, ступенем епігенетичних змін та за приналежністю до різних петрогенетичних серій. Вони мають тривалу історію вивчення не одним поколінням різних дослідників. Частина утворень виходить на сучасний рівень ерозійного зрізу, але більшість перекрита мезозой-кайнозойським осадовим чохлам і розкрита бурінням або виокремлена лише за геофізичними даними під час проведення геологічних робіт. При цьому відзначимо, що вивчення дослідниками дайкових утворень у формаційному плані раніше фактично майже не здійснювалось. Зазвичай геологи їх виокремлювали у два три різновікові дайкові комплекси (залежно від того, якого віку породи ці дайки проривають), що завершують окремі мегацикли тектоно-магматичної еволюції регіону.

Вперше увагу на те, що кайнотипні толеїтові дайкові утворення Волинського мегаблоку УЩ належать до трапової формації докоростенського віку, звернули Т.Л. Бабінок та О.В. Зінченко [3]. Водночас до толеїт-базальтової прототрапової формації пізньопротерозойського (післякоро-

стенського) віку їх зараховували (з відповідним обґрунтуванням фактичним матеріалом) В.П. Бухарев і В.Д. Полянський [4–7]). Згадані дослідники дійшли висновку, що ці дайки слугували відповідними каналами вулканічних апаратів, за рахунок яких сформувалась древня структура "типу континентального лавового плато"; яку вони співставили з прототраповими комплексами Карелії, вважаючи, що протягом пізніших етапів розвитку УЩ зазначена структура повністю була еродована до кореневих зон. Отже платобазальти цього періоду на сучасному рівні ерозійного зрізу Волинського мегаблоку не збереглися.

Поділяючи і розвиваючи цю точку зору, дещо пізніше автор цієї статті [14, 15] до складу вказаної абстрактної (толеїт-базальтової) формації включив розбурену та добре вивчену завдяки глибинному геологічному картуванню масштабу 1 : 50 000 Прутівську силоподібну нікеленосну інтрузію. Разом з іншими дайковими утвореннями території була виокремлена конкретна формація континентальних толеїтових габродолеритів (прототрапова) але вже докоростенського (на відміну від попередників) віку, котра вперше в літературі отримала статус прутівського комплексу. У складі комплексу вирізняють два структурно-речовинних типи інтрузій: диференційовані та недиференційовані. Також здійснено їх співставлення з інтрузивною фацією трапів Сибірської платформи.

Тему трапів Волинського мегаблоку розвинуто у роботах О.В. Зінченка, В.Л. Шумлянського та ін. [9, 28, 29]. За результатами їхніх досліджень виділено трапову асоціацію у складі трьох формацій: габродолеритової (прутівський комплекс), перидотит-габро-анортозитової (Кам'янський масив) та сублужної олівін-габрової (дайки стрибіжського типу).

Пізніше автором [16, 17] було запропоновано розділити прутівський комплекс, який об'єднував усі силоподібні інтрузії та дайки кайнотипних толеїтових габродолеритів Волинського мегаблоку, на два самостійні різновікові комплекси: прутівський і кам'янський, що знайшло відображення в чинній Кореляційній стратиграфічній схемі [12]. Підставою для такого рішення стало те, що незважаючи на приналежність цих інтрузивних тіл до єдиної формації континентальних толеїтів, вони все ж таки розрізняються як за геолого-структурним положенням, так і за віком. Наприклад, вік основних порід прутівського інтрузиву, за даними ізотопної геохронології (U–Pb метод по цирконах), становить  $1,95 \pm 5$  млрд років [24, 27]. Тоді як

надійних ізотопних визначень віку габродолеритів кам'янського комплексу (томашгородського типу) ще не отримано, але за геологічними даними (вони перетинають усі утворення клесівської серії й осницького комплексу, а також породи Кам'янського масиву) останні є молодшими за осницький комплекс, але древнішими за коростенський.

Таким чином, на сьогоднішній день єдина трапова (прототрапова) формація Волинського мегаблока об'єднує в собі два інтрузивних комплекси: прутівський, поширений у межах Новоград-Волинського і Коростенського (обрамлення однойменного масиву) блоках першого порядку, та кам'янський, розвинений у межах Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу. Перший представлений субвулканічними інтрузіями силоподібної (Прутівська) і дайкової форми, другий – плутонічними (Кам'янський масив) і субвулканічними (Томашгородська, Сновидовицька та інші дайки) утвореннями, які виокремлюються як перша й друга фази формування цієї породної асоціації, відповідно. При цьому відзначимо, що на генетичний зв'язок порід Кам'янського масиву з дайковими утвореннями трапової формації вказують багато дослідників [4–7, 9, 16, 17, 26, 28, 29 та ін.], а першими звернули на це увагу В.П. Бухарев і В.Д. Полянський [4–7].

У межах ВПП трапову формацію дослідники виділяють вже давно. У різний час її різні аспекти (походження, тектоніка, стратиграфія, речовинний склад, гідротермальні зміни, міденосність тощо) було розглянуто багатьма дослідниками: В. Блюмелем, А.П. Карпінським, Л. Морозевичем, Ст. Малковським, П.Л. Шульгою, Б.Я. Воловником, А.Я. Радзівіллом, В.Я. Радзівілом, Т.О. Знаменською, І.І. Чабаненком, В.А. Великановим, В.А. Рябенком, Т.П. Міхницькою, В.Л. Приходьком, В.Г. Мельничуком, В.В. Матейком, В.О. Шумлянським, Л.В. Шумлянським та ін. На особливу увагу заслуговують останні узагальнення з цієї проблеми [20–23], де відображені результати новітніх досліджень.

Так, В.Л. Приходько [22] вперше показав, що етапи (їх виділено чотири) трапового магматизму підпорядковані періодам тектонічної активізації різноспрямованих глибинних розломів. Ним же встановлена закономірність розподілу тектонічних рухів у розломних зонах за часом, яка полягає у зміщенні їх від краю до середини платформи. Вияснено закономірність розподілу міді у відповідних частинах розрізу і зроблено висновок про її стратиформний характер.

В.Г. Мельничук [20, 21 та ін.] довів гетерогенність нижньовендської трапової формації, здійснив її поділ на чотири різні за петрогенетичними параметрами трапові комплекси (в розрізі знизу вгору): західнобузький, верхньоприп'ятський, брестський і біловезько-подільський. У згаданих роботах розроблено еволюційну модель трапового магматизму, яка охоплює три стадії тектономагматичної активізації краю платформи, пов'язані з різними режимами функціонування мантіяного плюма.

**Метою даної роботи** є обґрунтування стадійності трапового магматизму південно-західної частини СЄП та доцільності віднесення дайкових утворень кристалічного фундаменту УЩ до трапової формації, а також загальна оцінка її перспективності на кольорові та благородні метали.

**Етапи становлення, геологічні особливості та склад трапових асоціацій.** У геологічній історії розвитку СЄП чітко виокремлюється три етапи докембрійського трапового (прототрапового) магматизму, що відповідають різновіковим фазам формування двох палеопротерозойських інтрузивних комплексів УЩ (прутівського й кам'янського) та верхньопротерозойської (нижньовендської) плутоно-вулканічної асоціації Волині [15, 18] (рис. 1).

*Прутівський комплекс* об'єднує два із дотепер встановлених у межах Новоград-Волинського та Коростенського (складчасте обрамлення однойменного плутону) блоків першого порядку Волинського мегаблока (рис. 2), структурно-речовинні типи інтрузивних базитових тіл у ньому: диференційовані (ділянками повнодиференційовані) та недиференційовані [15, 16]. До типу диференційованих інтрузій належить петротип комплексу – Прутівська силоподібна інтрузія пологого залягання та, вірогідно, інші більш потужні, але поки що слабо вивчені тіла. Проте найбільш поширені тут численні недиференційовані інтрузії (дайки). Вони утворюють дайкові поля, зони і рої, приурочені до зон глибинних розломів та їхнього оперення тривалого існування. Вважають, що вони слугували підвідними каналами для давніх платобазальтів, які на сучасному ерозійному зрізі Волинського мегаблока не збереглися.

Найбільш вивченою на сьогодні є Прутівська силоподібна інтрузія (рис. 3). Вона чітко диференційована, характеризується макрошаруватістю і переважно прихованою розшарованістю. У вертикальному розрізі ця інтрузія має чітко виражену зональну будову. Виділяються верхня та нижня приконтаткові зони, складені аутометасоматично зміненими гібридизованими основними порода-

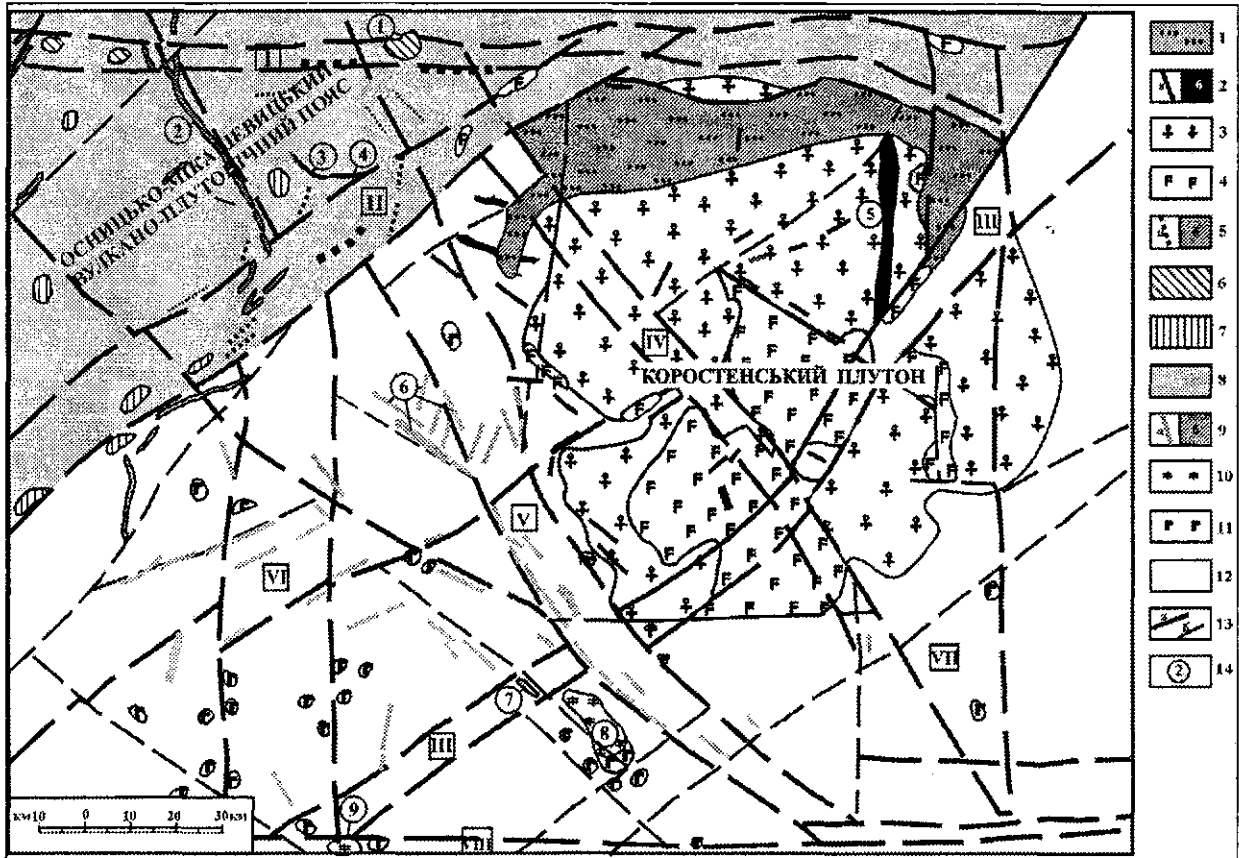


Рис. 2. Схематична карта поширення базитових утворень північно-західної частини УЩ. 1 – вулканогенно-осадові утворення Овруцької системи накладених палеозападин; 2 – сублужні долерити і габродолерити (а – потужність тіл до 50 м; б – понад 50 м) посткоростенського дайкового комплексу; 3–4 – породи коростенського інтрузивного комплексу (3 – граніти рапаківі і рапаківіподібні, 4 – габро, габронорити, габроанортозити та анортозити); 5–6 – породи кам'янського комплексу (томашгородського типу) (5 – толейтові долерити і габродолерити (а – дайки потужністю до 50 м, б – дайки потужністю понад 50 м), 6 – троктоліти, габро олівінові та перидотити Кам'янського масиву); 8 – породи середнього і кислого складу осницького комплексу (Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс; 9 – толейтові долерити та габродолерити прутівського комплексу (а – недиференційовані інтрузиви потужністю до 50 м, б – диференційовані інтрузиви потужністю понад 50 м); 10–11 – породи букинського комплексу (10 – монзоніти, габромонзоніти, діорити, 11 – породи гіпербазит-базитового складу диференційованих інтрузій); 12 – метаморфічні й ультраметаморфічні утворення; 13 – зони розломів (а – глибинні, б – локальні); I – Південно-Прип'ятьська, II – Суцано-Пержанська, III – Тетерівська, IV – Центрально-Коростенська, V – Красногірсько-Житомирська, VI – Корецько-Шепетівська, VII – Кіровсько-Кочерівська, VIII – Андрушівська; 14 – інтрузії (цифри в кружках біля тіл): 1 – Кам'янський масив, 2 – Томашгородська зона дайок, 3 – Берестинська дайка, 4 – Сновидовицька група дайок, 5 – Звіздаль-Заліська дайка, 6 – Емільчинське дайкове поле, 7 – Прутівська силоподібна інтрузія, 8 – Букинський масив, 9 – Варварівський масив

ми, а також центральна розшарована серія, представлена трьома зонами: *нижньою*, ритмічно побудованою (в основі ритмів залягають збагачені олівіном породи – троктолітові й інколи пікритові долерити та габродолерити, верхня частина їх складена олівіновими чи олівінвмісними різновидами порід); *середньою*, складеною горизонтом пегматоїдного габро та габро-пегматитів; *верхньою* – невтриманою за будовою і складом, у межах якої виокремлюється кілька макрошарів лейкократових (угорі) і мезократових (унизу зони) габродолеритів та габро різного мінерального складу, причому часто з ромбічним піроксеном.

Головними ознаками порід комплексу є: кайнотипний вигляд, значна перевага в складі порід моноклінних піроксенів над ромбічними, а також

специфічні петрохімічні риси: належність до толейтової петрохімічної серії, помірна, підвищена й висока (у пікритових різновидах) магнезіальність, помірні глиноземистість і залізистість, помірна й низька титанистість, низьке значення співвідношення  $K_2O / TiO_2$  (менше 0,8) та перевага Na над K; і, зрештою, чітко виражений фенерівський тренд диференціації на діаграмі *AFM*.

Базитові утворення прутівського комплексу характеризуються позитивною металогенічною спеціалізацією на нікель, мідь та кобальт. Просторово й генетично з Прутівською силоподібною інтрузією пологого залягання пов'язаний перспективний рудопрояв сульфідних мідно-нікелевих руд з металами платинової групи [15 та ін.]. Сульфідна мінералізація в ньому приурочена

до контактів габроїдів з вмісними породами і в розрізі простежується у вигляді двох рудоносних зон (пластоподібних покладів). Один з них розташований у висячому боці інтрузиву (потужність до 34, рудних тіл у ньому до 2,6 м), інший – у лежачому ендо-екзоконтакті (потужність до 23, рудних тіл до – 15,1 м). Крім того, з горизонтом пегматоїдного габро та габро-пегматитів пов'язане зруденіння титану й фосфору, представлене ільменітом, титаномагнетитом та апатитом.

Найбільш поширеними рудними мінералами Прутівського рудопрояву є піротин, пентландит, халькопірит, магнетит і титаномагнетит. Інших мінералів (пірит, віоларит, макінавіт, кубаніт, галеніт, хроміт, графіт) мало, вони мають другорядне значення. Сульфіди утворюють у породі розсіяну дрібну вкрапленість, великоагрегатні краплеподібні виділення округлої і неправильної форми (до 3 см), прожилкові виділення й окремі малопотужні ділянки суцільних руд. Зруденіння має син-епігенетичну природу.

Габродолерити прутівського комплексу є найдревнішою інтрузивною фацією континентального базальтового магматизму (інтрузивна фація трапів) на УЩ, становлення якої пов'язано з тектонічною активізацією вже консолідованої на той час (ранньопротерозойський етап розвитку) земної кори регіону. За даними ізотопної геохронології (уран-свинцевий метод за цирконами), вік порід цього комплексу становить  $1995 \pm 5$  млн р. [24, 27].

Кам'янський комплекс об'єднує інтрузивні ультрамафіт-мафітові утворення – похідні толейтової магми, широко розвинені в межах Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу [15, 17] (рис. 1, 2). Його становлення відбувалось у дві фази. З першою пов'язано формування глибинних фацій трапового магматизму – повнодиференційованих розшарованих інтрузій, петротипом яких є однойменний масив. Протягом другої фази вкорінювались гіпабісальні інтрузії – численні дайки й, вірогідно, силоподібні тіла континентальних толейтових долеритів і габродолеритів (томашгородський тип), що територіально приурочені до зазначеної структури. Останні є повним формаційним аналогом прутівського комплексу і відрізняються від нього лише за геолого-структурним положенням та віковою позицією: тобто вказані комплекси відображають різні етапи палеопротерозойського розвитку протоплатформного Волинського мегаблока УЩ. Платформні ефузивні утворення цього періоду, як і у

прутівському комплексі, в пізніші етапи розвитку мегаблока були еродовані до кореневих зон.

Слід зазначити, що найбільш чітко єдність цієї інтрузивної асоціації проявлена в петрохімічних особливостях. За петрохімічними ознаками вони належать до єдиної толейтової петрогенетичної серії, що свідчить про генетичну спорідненість (тобто вихідні розплави для вказаних утворень відповідають одному рівню мантийної магмогенерації).

Кам'янський масив чітко асиметрично диференційований, має грубошарувату зональну будову. В його вертикальному розрізі за петрографічним складом виділений ряд зон (знизу вгору): ендоконтактова (габроноритова), меланократова (ультрамафітова), мезократова (габро-троктолітова) і лейкократова (лейкотроктоліт-анортозитова) (рис. 4). Три останні формують центральну розширену серію інтрузиву.

Дайки долеритів і габродолеритів утворюють недиференційовані або слабо диференційовані тіла. Так, найбільша з них Томашгородська дайка характеризується зональною будовою, обумовленою зміною структурних особливостей порід від її зальбандів до центру.

Особливості утворень першої фази комплексу такі: кайнотипний вигляд порід, провідна роль порід габро-троктолітового складу в будові масивів, різке переважання серед піроксенів моноклінного різновиду – авгіту (ортопіроксену в основній масі порід – до 5%), надкларкові концентрації рудогенних елементів – Ni, Co і частково Cr, причому спостерігається закономірне збільшення вмісту цих елементів у залежності від підвищення магнезійності порід.

Базити дайкової фації також мають кайнотипний вигляд, серед них відмічаються безолівінові, олівінові та двопіроксенові різновиди. У геохімічному відношенні ці утворення недиференційовані та не мають чітко вираженої геохімічної спеціалізації.

Слід відмітити, що диференціація утворень Кам'янського масиву відбувалась проміжним шляхом між крайніми фенерівським та боуєнівським (до речі, такий тренд диференціації є типовим для інтрузивних трапів Сибірської платформи), а дайкових утворень – за толейтовою (фенерівською) схемою, що, очевидно спричинено умовами, за яких відбувалась диференціація близької за складом вихідної магми, що, своєю чергою, залежало від рівня глибинності становлення інтрузій і відкритості рудно-магматичної системи до кисню.

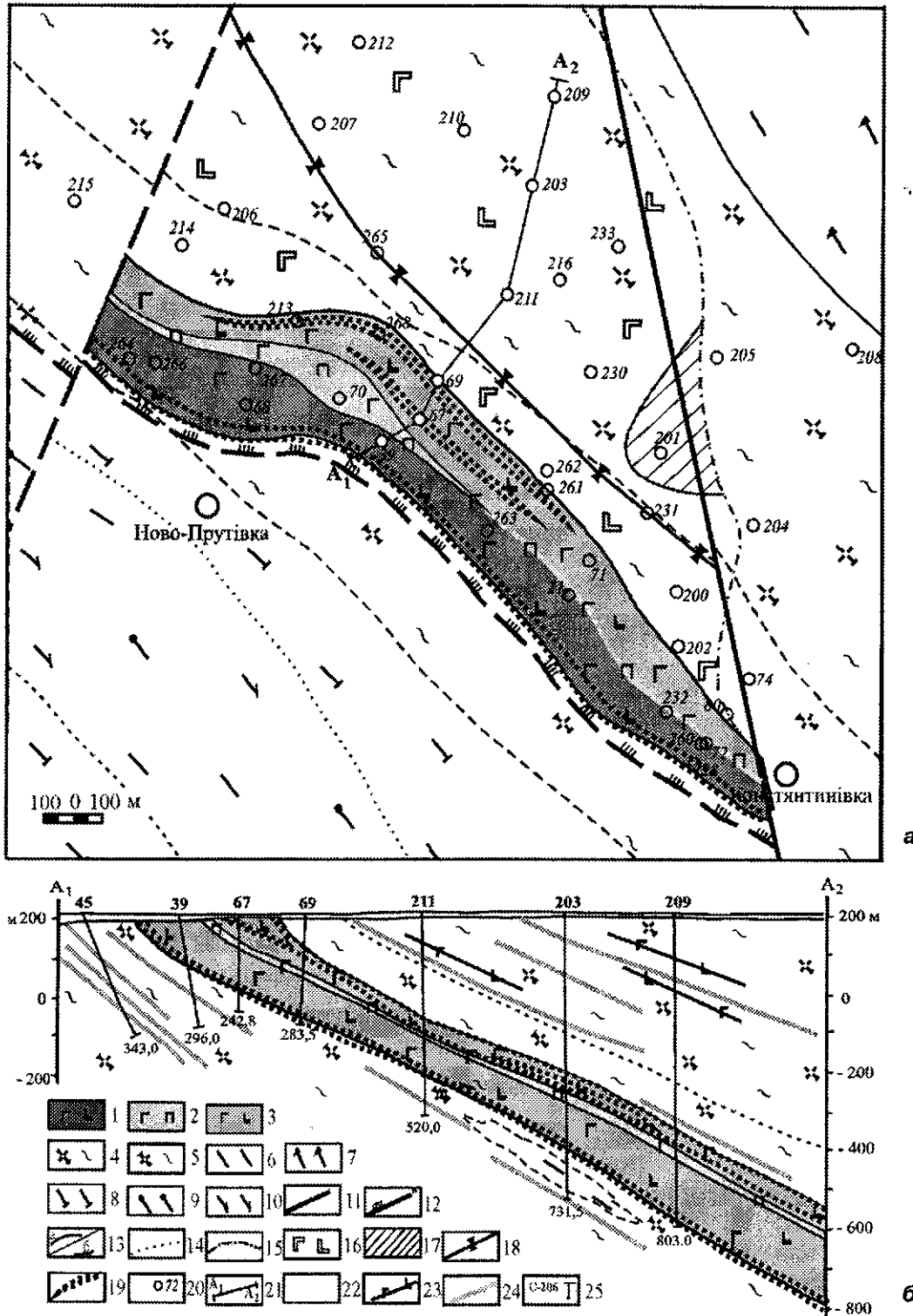


Рис. 3. Схематична геологічна карта (а) і розріз по лінії А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub> (б) Прутівської інтрузії: 1-3 – прутівський комплекс (1 – долерити і габродолерити нижньої зони Прутівської інтрузії; 2 – габро пегматоїдне і габро-пегматити середньої зони, 3 – долерити, габродолерити і габро верхньої зони); 4-5 – шереметівський комплекс (4 – плагіомігматити біотитові, 5 – плагіомігматити амфібол-біотитові); 6-10 – гнейси василівської світи тетерівської серії (6 – біотитові, 7 – амфібол-біотитові, 8 – графіт-біотитові, 9 – гранат-біотитові, 10 – біотитові з кордієритом і силіманітом); 11 – розломи (а – достовірні, б – ймовірні); 12 – насуви, 13 – геологічні границі (а – достовірні, б – ймовірні); 14 – фаціальні границі; 15 – контур Прутівського силу, встановлений за геофізичними даними на глибині; 16 – долерити і габродолерити на глибині; 17 – проекція на денну поверхню ділянки розвитку пікритових габродолеритів; 18 – осьова лінія пережиму Прутівської інтрузії; 19 – зони сульфідної мідно-нікелевої мінералізації; 20 – свердловини та їх номери; 21 – лінія геологічного розрізу. Тільки на розрізі: 22 – четвертинні відклади; 23 – долерити і габродолерити дайкових тіл; 24 – жили пегматитів і апліто-пегматоїдних гранітів; 25 – свердловини та їх номери

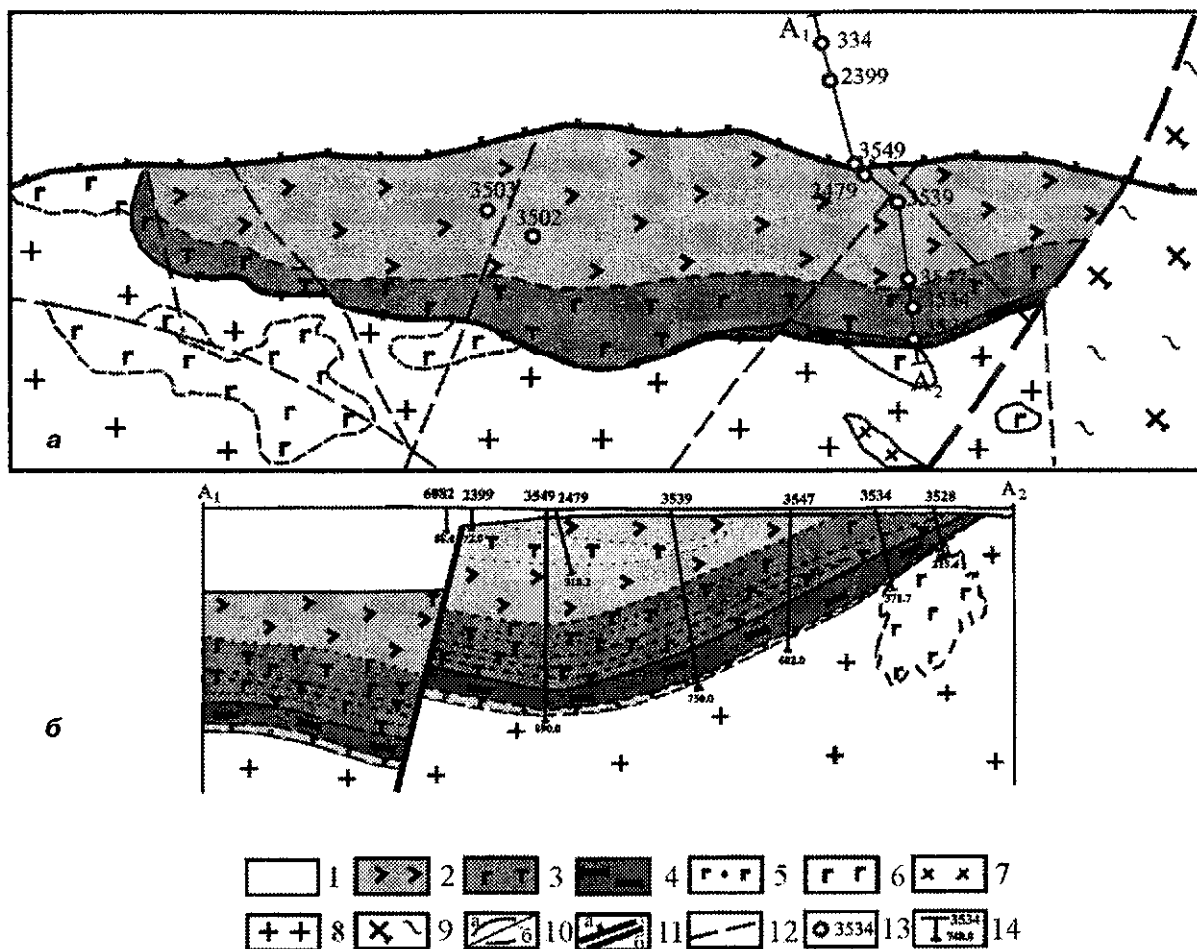


Рис. 4. Схематична геологічна карта (а) і розріз по лінії А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub> (б) Кам'янського масиву: 1 – осадові відклади Прип'ятської западини; 2-5 – зони Кам'янського масиву ( 2 – лейкотроктоліт-анортозитова, 3 – габро-троктолітова, 4 – ультрамафітова, 5 – габроноритова (ендоконтактова); 6-8 – породи осницького комплексу (6 – габроамфіболіти, 7 – діорити, 8 – граніти); 9 – мігматити житомирського комплексу; 10 – геологічні границі (а – достовірні, б – ймовірні); 11 – глибинні розломи (а – скиди, б – невстановленої морфології); 12 – другорядні розломи ймовірні; 13 – опорні свердловини на карті; 14 – свердловини на розрізі, їх номери та глибина

Сингенетичне сульфідне мідно-нікелеве зруденіння сконцентроване у придонній частині Кам'янського масиву і пов'язане з найбільш меланократовими різновидами порід – перидотитами (приурочено до зони їх контакту з габроноритами крайової фації), а також локалізується в габроноритах верхньої частини ендоконтактової зони. Сульфіди вкрапленого і гніздово-вкрапленого типу (розміром до 4 см) утворюють мінералізовану зону, потужність якої змінюється від 5 до 141,5 м. Виділяються три рудні мінеральні парагенезиси: первинні халькопірит-пентландит-піротиновий та пентландит-халькопірит-кубаніт-піротиновий і вторинний – віоларит-макінавіт-піритовий [11].

Формування ультрамафіт-мафітових утворень кам'янського комплексу тривало починаючи з 1990 млн років тому (вік гранітів осницького комплексу, що їх перетинають) до 1820 млн років (початок формування Коростенського плутону). Достеменно встановлено, що габродолерити

перекриті докембрійським платформним чохлам – поліською серією, що однозначно підтверджує їх дорифейський вік геологічними даними.

Нижньовендська трапова плутоно-вулканічна асоціація Волині розміщена в платформному чохлі південно-західного перикратонного опускання СЄП, яке відповідно до структурно-тектонічного районування України, виокремлюють як ВПП (рис. 1, 5). Стратиграфічно вона входить до складу волинської серії, яка об'єднує чотири світи: горбашівську, заболотівську, бабинську та ратнівську [20–23 та ін.].

Траповий магматизм ефузивної, пірокластичної та субвулканічної фації відбувався в три стадії, кожна з яких, своєю чергою, охоплює кілька фаз, що відповідають формуванню покривів вулканітів окремих світ, товщ або субвулканічних асоціацій [20, 21, 23] (рис. 6). З першою стадією пов'язано утворення західнобузької плутоно-вулканічної асоціації (трапового комплексу, за В.Г. Мельничу-

ком), охоплює покривні олівінові базальти заболотівської світи волинської серії та нижньої частини славицької серії, пікрити горбашівської світи та берестецьку асоціацію базальтових порфіритів і пікропорфіритів, а також верлітових габро), з другою – верхньоприп'ятського трапового комплексу (покриви низькотитанистих толейтових базальтів і базальтових вулканокластитів бабинської світи, лучичівські верстви ратнівської світи, середня частина славицької серії та нижня товща ратайчицької світи, а також глиноземисті габродолерити осовської асоціації та брестського дацитового комплексу, що відповідає другій товщі ратайчицької світи, з третьою – біловезько-подільського трапового комплексу (об'єднує покриви титанистих платобазальтів і вулканокластичні якушівських верств ратнівської світи, третьої товщі ратайчицької світи, слущку й грушківську світи, а також субвулканічні сили титанистих габродолеритів хотешівської асоціації).

За хімічним складом трапи поділяють на високотитанисті ( $\text{TiO}_2 \geq 1,75\%$  – біловезько-подільський комплекс) та низькотитанисті ( $\text{TiO}_2 \leq 1,65\%$  – верхньоприп'ятський і західнобузький комплекси).

З трапами Волині пов'язане самородне мідне зруденіння з супутнім сріблом [20, 22, 23 та ін.]. Потужність міденосної товщі сягає 800 м. Мідне зруденіння належить до стратиформного типу (виокремлюють до дванадцяти стратиформних горизонтів). Мідь розподілена нерівномірно в рудоносних горизонтах, сконцентрована переважно у рудних тілах субпластової та лінзоподібної форми. Найперспективнішими серед стратонів волинської серії є бабинська світа та лучичівські верстви ратнівської світи, в яких поширені низькотитанисті базальти. Самородна мідь розсіяно-вкрапленого та прожилково-вкрапленого типів.

Формування трапової асоціації відбувалось у віковому інтервалі 620–550 млн р.

**Проблема приналежності інтрузивних базитових утворень Волинського мегаблока до трапової асоціації.** Якщо питання щодо приналежності нижньовендських інтрузивно-вулканогенних утворень ВПП до трапової формації є однозначним, то питання щодо обґрунтованості віднесення до неї інтрузій толейтових базитів Волинського мегаблока, незважаючи на його очевидність, деякі дослідники піддають сумніву.

Так, І.Б. Щербаков [30] відзначає, що для виділення трапових утворень у докембрії УЩ

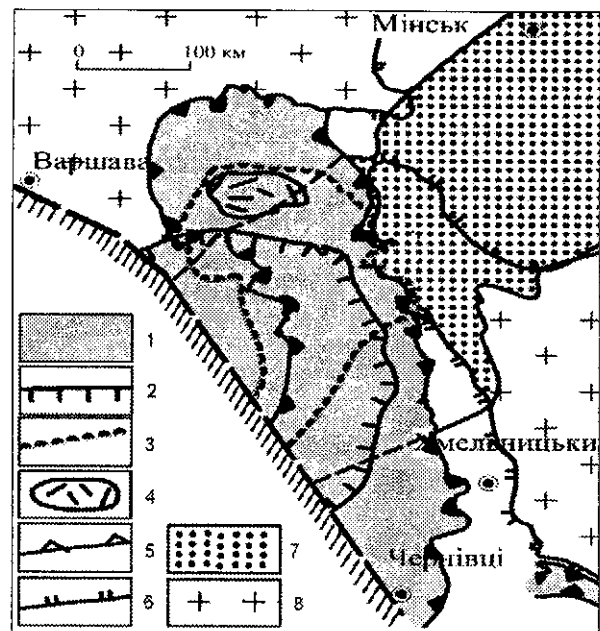


Рис. 5. Схема поширення трапових комплексів нижнього венду Волино-Подільської плити (за працею [20]): 1 – трапові комплекси нижнього венду; 2–5 – контури поширення трапових комплексів (2 – західнобузького, 3 – верхньоприп'ятського, 4 – брестського, 5 – біловезько-подільського); 6 – східний контур поширення волинської серії; 7 – рифейські теригенні відклади Волино-Оршанського авлакогену; 8 – архейсько-нижньо-протерозойський кристалічний фундамент

фактів накопичено недостатньо. Цей дослідник вважає, що оскільки трапи формуються після утворення платформного чохла і їх складові елементи вкорінюються і перешаровуються з його осадовими породами, то цей важливий факт не є доведеним. Безумовно, це цілком слушне зауваження, але щодо нього слід зазначити наступне.

Відмінності між інтрузивними траповими утвореннями Волинського мегаблока й класичними трапами якраз і полягають, насамперед, у відсутності пов'язаних з ними плато-базальтових покривів, які, як відомо, широко розвинуті на Сибірській платформі, а у межах ВКМ комагматичними смородинському комплексу вважають вулканогенні утворення глазуновської товщі [25]. Причиною цього є глибокий ерозійний зріз щита. Тому у даному випадку йдеться лише про інтрузивну фацію прототрапової формації (інтрузивні трапи), широко представленої переважно у вигляді дайок та силів. Передбачається, що ефузивна її частина в межах північно-західного району УЩ еродована [4–7, 9, 15–17, 28, 29]. При цьому значимо: хоча на території Волинського мегаблока й невідомі осадові породи платформного (протоплатформного) чохла цього етапу розвитку території безпосередньо у первинному заляганні (тим більше ефузивні трапові утворення), проте






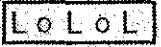
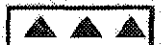








Стратони	Мідеосні горизонти	Зведена колонка	Характеристика стратонів		
				 1	
				 2	
$V_{jk} (b_3)$	ЗБ <sub>3</sub>		<b>Рамнітська світа</b>  <i>Якушівські верстви</i> – зональні покриви (1–7) фанеритових, афанітових і мигдалекам'яних феробазальтів (переважно титанистих) зі шлейфами строкатоколірних лавокластичних брекчій; місцями агрегативні туфи, у верхній частині розрізу шар туфоконгломератів (30–140 м)  <i>Зоринські верстви</i> – вулканіктові пісковики, алевроліти, туфіти, конгломерати червоноколірні з гальками базальтів, андезито-дацитів, гранітоїдів (0–65 м)  <i>Лучицькі верстви</i> – зональні покриви (1–5) толеїтових базальтів зі шлейфами лавокластичних брекчій, іноді перешаровані конгломеративними та псамітовими червоноколірними туфами. В основі розрізу місцями вулканіктові пісковики і гравеліти (5–130 м)	 3	
$V_{jk} (b_2)$	ЗБ <sub>2</sub>			 4	
$V_{jk} (b_1)$	ЗБ <sub>1</sub>			 5	
$V_{1zr}$	ЗБ/ЗА			 6	
$V_{1c} (b_3)$	ЗА <sub>3</sub>			 7	
$V_{1c} (b_2)$	ЗА <sub>2</sub>			 8	
$V_{1c} (b_1)$	ЗА <sub>1</sub>			 9	
				 10	
$V_{1bb_3} (b_2)$	2Б			<b>Бабинська світа</b>  <i>Третя пачка (туфова)</i> – базальтові туфи різноуламкові, переважно псамітові, літовітрокластичні, червоноколірні (30–100 м)  <i>Друга пачка (базальтова)</i> – покрив толеїтових базальтів (0–43 м)  <i>Перша пачка (туфова)</i> – базальтові туфи різноуламкові, переважно псамітові, літовітрокластичні, червоно- і строкатоколірні (20–100 м)	 11
$V_{1bb_2} (b_1)$	2Б				 12
$V_{1bb_1} (t_1)$	2А				
$V_{1zh} (b_{1-7})$	1А	<b>Заболотівська світа</b> – покриви (1–7) базальтів магnezіальних аносилінових із прошарками туфів, туфітів і туфопісковиків у верхній частині розрізу (0–265 м)			
$V_{1gh_1}$		<b>Горбашівська світа</b> – олігоміктові пісковики, алевроліти, гравеліти, локальні покриви пікритів (20–45 м)			
$V_{1br}$		<b>Бродівська світа</b> – пісковики червоноколірні різнозерністі, глинисті, рідше конглобрекчій і гравеліти глинисті, погано сортовані. Перешарування алевролітів та аргілітів (0–60 м)			

Рис. 6. Схематична зведена колонка нижнього венду Волині (за працею [23]): 1 – базальти афанітові; 2 – базальти фанеритові смугасті; 3 – базальти мигдалекам'яні; 4 – лавокластичні брекчії; 5 – базальтові туфи; 6 – туфіти; 7 – вулканіктові відклади; 8 – теригенні (переважно олігоміктові) відклади; 9–13 – самородномідне зрудення: 9 – розсіяно- і гніздово-вкраплене, 10 – у мигдалинах, 11 – прожилкове, 12 – жовнове. Олівінові базальти і пікрити показані сірим кольором внизу колонки, толеїтові базальти – темно-сірим кольором в середній частині колонки, титанисті базальти – сірим кольором угорі колонки

опосередковані дані свідчать про досить широкий їх розвиток на цьому стратиграфічному рівні в минулому.

Так, серед кислих та основних порід Коростенського плутону зустрічаються численні останці і ксеноліти слабо змінених осадових (пісковики, конгломерати, аргіліти, сланці) і вулканогенних (діабази, порфірити, кварцові порфіри, туфи тощо) порід пугачівської товщі, що є беззаперечним прямим свідченням існування вулканогенно-теригенних утворень докоростенського віку. Ці породи являють собою типові платформні утворення, сформовані впродовж тривалого періоду в грабенових та інших мульдоподібних западинах ще до вкорінення інтрузивних порід коростенського комплексу за рахунок денудації гнейсо-мігматитової товщі кристалічного фундаменту.

Іншим прикладом існування докембрійського протоплатформного чохла (але вже вищого стратиграфічного рівня) є слабо метаморфізовані (початкова стадія зеленосланцевої фації) осадові відклади топільнянської серії потужністю до 1,2 км, що вивіряють накладену Білорівницьку западину. Хоч стратиграфічне положення цієї серії зараз є дискусійним питанням, але, згідно з чинною стратиграфічною схемою, вона має докоростенський (палеопротерозойський) вік.

Наведені вище дані, а також кайнотипний вигляд толеїтів прутівського та кам'янського комплексів, дозволяють дійти висновку, що формування цих вулканогенно-осадових порід відбувалось за платформних умов, на жорсткому консолідованому складчастому фундаменті у ранньоплатформну стадію протерозойського мегациклу становлення континентальної кори Волинського мегаблока УЩ, яка розпочалась від 2 млрд років тому [15]. Специфіка геологічного розвитку території в цей період полягала, з одного боку, у широкому розвитку процесів докембрійського корування (слабо метаморфізовані продукти кори вивірявання достовірно встановлені нами під відкладами Білорівницької западини [13]) та у формуванні в западинах різного генезису потужного протоплатформного осадового чохла, а з іншого – у періодичному його руйнуванні внаслідок денудаційних процесів. Характерна особливість вказаної стадії – відсутність якихось ознак прояву процесів регіонального метаморфізму й ультраметаморфізму і, відповідно, й складкоутворення. Крім того, ця стадія характеризується циклічним проявом процесів тектоно-магматичної активізації, пов'язаних з зародженням мантийних

плюмів, і формуванням мантийних магматичних утворень, об'єднаних у декілька комплексів. З окремими такими етапами глибинної активізації й пов'язане формування плутонічних і субвулканічних прототрапових утворень прутівського та кам'янського комплексів.

Незважаючи на різний вік, подібність інтрузивних трапових утворень прутівського й кам'янського комплексів (палеопротерозой) з інтрузивними трапами Сибірської платформи (палеозой) [2, 8, 10], та ВКМ (палеопротерозой) [25] проявляється по багатьох описаних нижче позиціях.

1. Широкий розвиток різною мірою диференційованих базитових інтрузій, представлених силами, дайками та тілами інших морфологічних типів. Як і в інших згаданих регіонах, у межах Волинського мегаблока вже встановлені повнодиференційовані (Кам'янський масив, інші прогнозуються), диференційовані (ділянками до повнодиференційованих – Прутівська силоподібна інтрузія, інші прогнозуються) і недиференційовані інтрузиви, представлені численними дайками. Для диференційованих інтрузій характерна вертикальна зональність з локалізацією в нижній частині розрізу меланократових (у тому числі й пікритових) різновидів порід, а у верхній – лейкократових. Відмінності ж полягають, насамперед, у незначному поширенні в межах Волинського мегаблока диференційованих інтрузій (і насамперед силів) і, навпаки, – у широкому розвитку недиференційованих дайкових тіл, у значно меншій потужності розшарованого Прутівського інтрузиву ніж однотипних великих інтрузивів Сибірської платформи (Норильський, Верхньоталнаський та інші сили).

2. Кайнотипний вигляд і однаковий набір основних різновидів порід – безолівінові, олівінові, троктолітові та пікритові долерити й габродолерити, пегматоїдне габро й габро-пегматити, гібридні приконтатові породи габродіоритового складу, котрі мають певне положення в розрізі.

3. Ідентичність петрохімічних особливостей порід і приналежність їх до єдиної толеїтової петрохімічної (петрогенетичної) серії (таблиця).

4. Позитивна геохімічна спеціалізація базитів на нікель, кобальт і мідь.

5. Наявність сульфідного мідно-нікелевого зруденіння з супутніми платиноїдами. Деякі відмінності полягають у відносній бідності мінерального складу руд інтрузій Волинського мегаблока порівнянно з такими Норильсько-Талнаського району.

Середній хімічний склад трапових утворень

Комплекси	Інtruзії	Породи	Компоненти, ваг %										
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Прутівський	Прутівська інtruзія	Долерити і габродолерити олівінвмісні з верхньої зони	48.7	1.24	18.87	1.87	8.51	0.11	5.72	9.73	2.85	0.5	0.41
		Те саме олівінові	47.73	1.1	17.81	2.31	9	0.132	7.25	10.17	2.49	0.44	0.36
		Долерити і габродолерити пегматоїдні з середньої зони	45.94	2.61	11.24	4.18	13.93	0.22	7.48	8.76	2.22	0.86	0.59
		Долерити і габродолерити олівінові з нижньої зони	47.13	1.16	17.75	1.89	9.5	0.13	8.33	9.72	2.19	0.37	0.34
		Те саме троктолітові	46.87	1.06	16.77	1.74	9.73	0.13	10.51	9.09	2.12	0.44	0.32
		Те саме пікритові	39.97	0.49	9.76	4.06	9.71	0.21	20.46	6.59	0.95	-	0.08
	Дайки Смільчинського району	Долерити і габродолерити	49.35	1.35	14.68	6.29	7.45	0.15	6.36	8.05	2.39	1.09	0.33
	Дайки Соснівського району	Те саме	49.48	1.26	15.88	2.83	8.78	0.16	6.93	9.51	2.36	0.66	0.28
Кам'янський	Кам'янський масив	Перидотити	37.73	0.55	6.5	4.55	10.2	0.23	26.6	2.97	1.29	0.26	0.16
		Плагіоперидотити	41.53	0.74	9.93	4.63	9.3	0.17	20.58	4.76	1.48	0.38	0.17
		Меланотроктоліти	42.43	0.71	10.95	3.58	11.08	0.21	19.7	5.66	1.62	0.36	0.18
		Троктоліти	46.1	0.58	17.88	2.19	7.41	0.13	11.72	8.03	2.38	0.55	0.16
		Олівінові габро	47.91	0.6	20.72	2.05	5.38	0.1	7.86	9.45	2.9	0.55	0.18
		Олівінові габроанортозити	48.45	0.43	21.51	1.84	5.2	0.09	7.72	9.42	3.11	0.51	0.11
		Анортозити	49.5	0.32	23.25	0.96	4.6	0.07	5.96	10.49	2.99	0.43	0.08
		Олівінові габропегматити	47.34	0.88	17.99	1.91	8.03	0.16	10.47	8.48	2.54	0.66	0.21
	Берестинська дайка	Долерити і габродолерити	45.86	0.95	16.97	3.81	7	0.09	8.73	7.8	2.1	0.32	0.13
	Сновидовицька дайка	Те саме	50.1	1.22	14.78	2.11	8.78	0.14	8.34	10.39	2.26	0.47	0.37
Томашгородська дайка	Те саме	48.15	0.78	16.25	3.6	7.85	0.12	8.3	9.5	2.09	0.64	0.16	
Західнобузький		Пікрити	38.66	1.96	17.72	4.04	4.06	0.21	17.67	2.63	2.35	1.21	0.05
		Олівінові базальти	46.63	1.48	14.31	6.43	4.92	0.24	10.46	7.17	2.83	0.81	0.16
	Берестецька асоціація	Верлітові габро	41.99	0.75	7.09	7.61	6.08	0.19	22.09	5.07	0.66	0.15	0.08
Верхньо-прип'ятський		Толейтові базальти	48.48	1.61	14.35	6.31	7.07	0.27	6.77	8.95	2.82	0.73	0.21
	Осовська асоціація	Глиноземисті габродолерити	49.7	1.06	18.44	2.57	9.58	0.17	5.42	7.43	3.36	1.47	0.46
Брестський		Дацити	70.28	0.85	13.66	4.66	-	0.04	2.19	1.59	1.98	4.79	0.11
Біловезько-подільський		Титанисті базальти	48.52	2.43	13.9	6.98	7.68	0.22	5.47	7.65	2.73	0.86	0.23
	Хотешівська асоціація	Титанисті габродолерити	45.61	3.46	15.14	6.74	7.2	0.2	6.39	7.23	2.39	1.27	0.59
Сибірська платформа	Інtruзія Норильськ-1	Габродолерити олівінвмісні	46.97	0.57	19.13	2.95	7.85	0.13	6.64	9.38	1.43	0.69	0.16
		Те саме олівінові	46.01	0.83	15.04	4.68	8.32	0.13	8.71	11.43	1.3	0.77	0.38
		Те саме пікритові	38.26	0.66	10.65	5.65	10.24	0.16	18.93	6.86	0.97	0.45	0.11
	Верхньоталнаська інtruзія	Те саме олівінвмісні	45.75	1.26	16.7	4.33	7.3	0.1	6.63	10.94	2.23	1.15	0.26
		Те саме олівінові	44.84	0.81	16.72	2.87	7.54	0.16	10.16	10.57	1.91	0.74	0.14
		Те саме пікритові	37.39	0.52	9.41	5.45	11.29	0.2	20.63	6.48	0.65	0.52	0.1
КМА		Габродолерити	47.36	1.55	14.35	3.21	11.58	0.14	7.4	10.33	2.4	0.55	0.23
	Те саме	47.8	1.44	15.45	3.62	10.97	0.17	7.1	8.9	2.22	0.69	0.19	

Петрохімічні коефіцієнти						Кількість аналізів
Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	al'	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / FeO	Kф	ti'	K <sub>2</sub> O/ TiO <sub>2</sub>	
5.7	1.2	0.2	64.5	11.9	0.4	2
5.7	1	0.3	60.9	9.7	0.4	6
2.6	0.4	0.3	70.8	14.4	0.3	8
5.9	0.9	0.2	57.8	10.2	0.3	16
4.8	0.8	0.2	52.2	9.2	0.4	5
–	0.3	0.4	40.2	3.6	–	8
2.2	0.7	0.8	68.4	9.8	0.8	7
3.6	0.9	0.3	62.6	10.9	0.5	7
5	0.2	0.4	35.7	3.7	0.5	6
3.9	0.3	0.5	40.4	5.3	0.5	3
4.5	0.3	0.3	42.7	4.8	0.5	4
4.3	0.8	0.3	45	6	0.9	9
5.3	1.4	0.4	48.6	8.1	0.9	11
6.1	1.5	0.4	47.7	6.1	1.2	26
7	2	0.2	48.3	5.8	1.3	5
3.8	0.9	0.2	48.7	8.9	0.8	4
6.6	0.9	0.5	55.3	8.8	0.3	1
4.8	0.8	0.2	56.6	11.2	0.4	2
3.3	0.8	0.5	58	6.8	0.8	8
1.9	0.7	1	31.4	24.2	0.6	3
3.5	0.7	1.3	52	13	0.5	47
4.4	0.2	1.3	38.3	5.5	0.2	6
3.9	0.7	0.9	66.4	12	0.5	173
2.3	1	0.3	69.2	8.7	1.4	12
0.4	–	–	–	–	5.6	62
3.2	0.7	0.9	72.8	16.6	0.4	152
1.9	0.7	0.9	68.6	24.8	0.4	124
2.1	1.1	0.4	61.9	5.3	1.2	11
1.7	0.7	0.6	59.9	6.4	0.9	7
2.2	0.3	0.6	45.6	4.2	0.7	22
1.9	0.9	0.6	63.7	10.8	0.9	9
2.6	0.8	0.4	50.6	7.8	0.9	45
1.3	0.3	0.5	44.8	3.1	1	21
4.4	0.6	0.3	66.7	10.5	0.4	3
3.2	0.7	0.3	67.3	9.9	0.5	10

*Примітка.* Петрохімічні характеристики:  $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$  – коефіцієнт глиноземистості;  $Kф = (Fe_2O_3 + FeO) \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$  – коефіцієнт фракціонування;  $ti' = TiO_2 \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO)$  – коефіцієнт титанистості. Середні хімічні аналізи по трапам Волино-Подільської плити наведені згідно з [21], Сибірської платформи, згідно з [10] і КМА (Курської магнітної аномалії), згідно з [25].

Подібність палеопротерозойських інтрузивних трапів УЩ та нижньовендських трапових утворень Волиноподілля найкраще помітна за петрохімічними ознаками (таблиця). Втім зрозуміло, що за зовнішнім виглядом та структурними особливостями їх породи дещо різні, оскільки представляють різні фації магматизму – добре розкриталізовані долерити й габродолерити інтрузивних тіл, і нерозкриталізовані базальти з вулканічним склом ефузивних покривів. Проте, у породах інтрузивної фації, та їх вулканічних аналогах виокремлюються пікритові, олівінові та безолівінові мінеральні різновиди. Водночас, за всіма ознаками добре співставимі інтрузивні утворення обох вказаних районів. При цьому варто зазначити, що віднедавна у складі нижньовендської трапової формації поряд з покривами базальтів виокремлюються однотипні за хімічним складом їх комагмати – субвулканічні утворення декількох асоціацій (берестецька, осовська та хотешівська) [21].

Таким чином, між нижньовендськими трапами ефузивної фації ВПП та інтрузивними палеопротерозойськими прототраповими утвореннями Волинського мегаблока простежується така сама аналогія, що і між першими та подібними палеозойськими трапами інтрузивної фації класичного району їх розвитку – Сибірської платформи (наприклад, з Норильським, Верхньоталнаським та іншими силами).

**Висновки.** 1. Незважаючи на односпрямованість і незворотність геодинамічних процесів становлення земної кори в докембрії, які призвели до формування дещо відмінних за складом і будовою різновікових структурно-речовинних комплексів, в історії геологічного розвитку південно-західної частини СЕП спостерігається їх повторюваність. Особливо це стосується процесів магматизму, продукти яких нерідко представлені одноманітними утвореннями. Прикладом цього є трапова (прототрапова) формація, що об'єднує декілька різновікових комплексів – два палеопротерозойських (прутівський і кам'янський), поширених у кристалічному фундаменті Волинського мегаблока, та чотири плутоно-вулканічних (західнобузь-

кий, верхньоприп'ятський, брестський і біловезько-подільський) нижньовендської трапової асоціації чохла ВПП. Їх становлення зумовлено циклічним проявом процесів тектоно-магматичної активізації, пов'язаних з зародженням мантийних плюмів і формуванням мантийних розплавів одного й того ж рівня магмогенерації.

2. Різновіковий докембрійський траповий магматизм південно-західної частини СЄП є свідченням поетапної кратонізації мобільної крайової частини і перетворення її на стабільну платформну область. Точніше, він відображає собою тектоно-магматичну активізацію вже стійких на той час ділянок земної кори (на чому наголошував Ю.А. Кузнецов [19]), які раніше послідовно пройшли стадію консолідації з формуванням платформного чохла. При цьому відмічається просторово-часове зміщення проявів та омолодження магматизму зі сходу на захід (до нинішнього краю платформи) у такій послідовності: Волинський мегаблок (близько 2 млрд р.), Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс (близько 1,9 млрд р.), ВПП (620–550 млн р.).

3. Простежується повна аналогія між породами інтрузивної фації Волинського мегаблока (палеопротерозой) й такими ж утвореннями району розвитку класичної трапової формації – Сибірської платформи (палеозой). Ця подібність проявлена у наявності диференційованих і недиференційованих інтрузій, у будові розшарованих тіл (з розташуванням меланократових порід у ниж-

ній їх частині, а лейкократових – у верхній), за однаковим набором і петрографічним складом порід (пікритові, троктолітові, олівінові й безолівінові або лише олівінвмісні долерити й габродолерити, габро-пегматити, ендоконтактові змінені породи габродіоритового складу), за петрохімічними особливостями та приналежністю порід до толейтової петрохімічної (петрогенетичної) серії, за типоморфними ознаками мінералів (наприклад, пентландит поруч із структурами розпаду в піротині утворює також, що дуже важливо, таблитчасті зерна), за позитивною геохімічною спеціалізацією базитів на нікель, кобальт та мідь і, насамкінець, за наявністю сульфідного мідно-нікелевого зруденіння з платиноїдами промислового значення.

Між нижньовендськими трапами ефузивної фації Волино-Подільської плити й палеопротерозойськими інтрузивними траповими утвореннями Волинського мегаблока УЩ простежується така ж сама аналогія, як між першими та подібними палеозойськими трапами інтрузивної фації Сибірської платформи.

4. Траповому магматизму всіх етапів розвитку південно-західної частини СЄП властива висока металогенічна продуктивність: з інтрузивними трапами УЩ пов'язані перспективи встановлення промислового сульфідного мідно-нікелевого зруденіння з супутніми платиноїдами, а з вулканогенними трапами Волині – самородномідного зруденіння зі сріблом.

Надійшла 24.03.2011.

1. Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса : Автореф. дис. докт. геол.-минерал. наук. – Минск, 1999. – 48 с.
2. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. – Т. 1. – М. : Наука, 1983. – 368 с.
3. Бабинок Т.Л., Зинченко О.В. Об оценке перспектив рудоносности трапповой формации Волино-Подоллии // Вестник Киевского ун-та. Геология. – Вып. 4. – 1985. – С. 46–51.
4. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Классификация и формационная принадлежность габбродолеритов Волинского блока Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – 43, №1. – С. 33–44.
5. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Систематика и генезис габброидов Каменского массива (северо-западная часть Украинского щита) // Там же. – 2. – С. 71–77.
6. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Позднепротерозойская толеит-базальтовая прототрапповая формация северо-западной части Украинского щита // Там же. – 1986. – 41, № 3. – С. 65–73.
7. Бухарев В.П. Эволюция докембрійского магматизма западной части Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1992. – 152 с.
8. Годлевский Н.М. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – М. : Гостеолтехиздат, 1959. – 68 с.
9. Зинченко О.В., Шумлянський Л.В., Моляко В.Г. Трапова формація півдня Східноєвропейської платформи: склад, обсяг, стратиграфічне положення // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита : Тез. доп. Всеукр. міжвідомч. наради. – Київ, 1998. – С. 102–104.
10. Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р. и др. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. – Новосибирск : Наука, 1984. – 225 с.
11. Козут К.В., Галий С.А., Скобелев В.М. и др. Петрология и никеленосность дифференцированного Каменского массива (северо-западная часть Волинского блока Украинского щита) // Геол. журн. – 1992. – № 6. – С. 109–118.
12. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита : Поясн. записка. Укр. ДГРІ, НСК України. – К., 2004. – 30 с.

13. Костенко Н.М., Супруненко Н.С., Высоцкий Б.Л. Нижнепротерозойская кора выветривания северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1988. – № 3. – С. 42–48.
14. Костенко Н.М., Супруненко Н.С., Высоцкий Б.Л. Петрохимические особенности дайковых базитов северной части Украинского щита // Сов. геология. – 1990. – № 7. – С. 90–95.
15. Костенко Н.М. Геология никеленосных гипербазит-базитовых комплексов северо-западной части Украинского щита : Автореф. дис. канд. геол.- минерал. наук. – Київ, 1991. – 20 с.
16. Костенко М.М. Прутівський інтрузивний базитовий комплекс Волинського мегаблоку Українського щита. Стаття 1. Обсяг, склад, геологія // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2009. – № 3–4. – С. 82–96.
17. Костенко М.М. Кам'янський ультрамафіт-мафітовий комплекс Волинського мегаблоку Українського щита. Стаття 1. Геологія, формаційна належність та вікове положення // Мін. ресурси України. – 2008. – № 2. – С. 12–19.
18. Костенко М.М. Етапи трапового магматизму південно-західної частини Східно-Європейської платформи // Геологічне картування території України та підготовка до видання Держгеолкарти-200. Сучасний стан та перспективи розвитку регіональних геологічних досліджень в Україні : Матеріали V наук. виробн. наради геологів-зйомщиків України (13–18 верес. 2010 р., смт Миколаївка, АР Крим) / УкрДГРІ. – К., 2010. – С. 124–128.
19. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М. : Недра, 1964. – 388 с.
20. Мельничук В.Г. Еволюційна модель ранньовендського трапового магматизму у південно-західній частині Східно-Європейської платформи // Геол. журн. – 2010. – № 1. – С. 77–85.
21. Мельничук В.Г. Геологія і міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східно-Європейської платформи : Автореф. дис. док. геол. наук. – К., 2010. – 36 с.
22. Приходько В.Л. Перебудова структурного плану та етапи трапового вулканізму Волино-Поділля в пізньому протерозої : Автореф. дис. канд. геол. наук. – К., 2005. – 32 с.
23. Приходько В.Л., Мельничук В.Г., Матейко В.В. та ін. Перспективність нижньовендської трапової формації Волинського рудного району на промислові концентрації самородної міді // Мін. ресурси України. – 2010. – № 1. – С. 4–11.
24. Скобелев В.М., Яковлев Б.Г., Галий С.А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волинского мегаблока Украинского щита / Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР. – К. : Наук. думка, 1991. – 140 с.
25. Чернышов Н.М., Чесноков В.С. Траппы Курской магнитной аномалии. – Воронеж : Изд-во ВГУ, 1983. – 276 с.
26. Чернышов Н.М., Щербаков И.Б., Козут К.В. Главнейшие типы сульфидно-никелевых рудномагматических систем Украинского щита, их положение в общей систематике и последовательность прогнозной оценки // Геол. журн. – 1989. – № 6. – С. 13–26.
27. Чернышов Н.М., Верховляд В.М. Особенности изотопного возраста разнотипных ультрамафит-мафитовых никеленосных формаций унаследованных структур докембрия (на примере ВКМ и УЩ) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций : Тез. докл. Всесоюз. совещ. – Киев, 1990. – С. 97–100.
28. Шумлянський Л.В., Павлов Г.Г. Петрогенезис та формаційна належність Каменського масиву (північний захід Українського щита) // Вісник Київ. ун-та. Серія Геологія. – 2000. – № 16. – С. 46–51.
29. Шумлянський Л.В. Петрологія мезопротерозойської трапової асоціації Північно-Західного району Українського щита : Автореф. дис. канд. геол. наук. – К., 2001. – 20 с.
30. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

**Костенко Н.М. Металлогенія трапового магматизма в докембрії юго-западної частини Східноєвропейської платформи.** В докембрійській історії геологічного розвитку юго-западної частини Східноєвропейської платформи виділені три етапи трапового магматизма. Показано, що разновозрастний докембрійський траповий магматизм цієї території служить свідельством позтапної кратонізації в протерозої мобільної крайової частини і поступового превращення її в стабільну платформенну область. Становлення трапових комплексів зв'язується з циклічним проявленням процесів тектоно-магматическої активізації, обумовлених зародженням мантийних плюмів і формуванням мантийних расплавів одного і того ж рівня магомгенерации. Проаналізовані основні риси схожості і відмінностей цих образований з класическими траповими регіонами. Указано, що траповий магматизм всіх етапів розвитку в межах цієї платформи характеризується високою металогеніческою продуктивністю: з ним зв'язані промислені перспективи, касаючіся, в частності, сульфідного мідно-нікелевого оруденення з супутствующими платиноїдами і самородномідного оруденення з срібром.

**Kostenko M.M. Metallogeny of the trapeean magmatism in the Precambrian of South-Western part of the East European platform.** Three stages of trapeean magmatism in the Precambrian geological history of South-Western part of the East European platform are defined. It is shown that the different age of trapeean magmatism of this area is evidence of gradually kratonization of its mobile Proterozoic boundary part and of a gradual transformation into a stable platform area. The forming of trapeean complexes is connected with cyclic manifestation of tectonic-magmatic activation that are associated with the emergence of the mantle plume and the mantle melts of the same level of magma generation. The principal features of similarities and differences of formations with classical trapeean regions are analysed. It is stated that all stages of trapeean magmatism within East European platform have the large metallogenic capacity and the important commercial prospects for copper-nickel sulphide mineralization with platinum and native copper mineralization with silver.