



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**

**Національний університет водного господарства  
та природокористування**

**В. Г. Мельничук**

**МІДЕНОСНІ ТРАПИ ВОЛИНИ  
ТА СУМІЖНИХ ТЕРИТОРІЙ  
СХІДНОЇ ЄВРОПИ**

*Монографія*

**Рівне 2022**



**Рецензенти:**

*Деревська К. І.*, д.геол.н., професор Національного університету «Києво-Могилянська академія»;

*Ремезова О. О.*, д.геол.н., завідувач відділу геології родовищ корисних копалин ІГН НАН України;

*Павлунь М. М.*, д.геол.н., професор, декан геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка.

*Рекомендовано науково-технічною радою Національного університету водного господарства та природокористування.  
Протокол № 142 від 23 квітня 2021 р.*

**Мельничук В. Г.**

**M49** Міденосні трапи Волині та суміжних територій Східної Європи : монографія. – Рівне : НУВГП, 2022. – 328 с.

**ISBN 978-966-327-508-6**

У монографії, що складається з 337 сторінок і містить 88 рисунків, 22 таблиці та 8 аркушів графічних додатків, досліджено походження, тектонічну позицію, речовинний склад, будову, деформаційну структуру, гідротермальні зміни та міденосність нижньовендських трапів Волині та суміжних територій України, Польщі, Білорусі. Обґрунтовано гетерогенність трапової формації, в якій виділено чотири петрогенетично відмінні трапові комплекси: західнобузький, верхньоприп'ятський, брестський і біловезько-подільський. Уточнено схему поділу трапів регіону на стратони, структурно-фаціальні зони і підзони. Встановлено мінералогічну зональність гідротермальних змін в трапах. Дана всебічна характеристика мідного зруденіння в трапах Волині. Показано, що спеціалізованим на мідь є вехньопріп'ятський траповий комплекс. Від нього відбулося зараження міддю порід інших комплексів в процесі її гідротермального перерозподілу. Визначено найдієвіші прогностичні фактори міденосності трапів. Виділено перспективні на мідь і дорогоцінні метали рудоносні поля в яких ресурси міді (кат. Р<sub>3</sub>) становлять 13969,8 тис. т.

Запропоновано еволюційну модель ранньовендського трапового магматизму і мідеутворення в південно-західній частині Східно-Європейської платформи.

УДК 551.1/4:553.43:551.72:551.21:551.242.5(4-11)

**ISBN 978-966-327-508-6**

© В. Г. Мельничук, 2022

© НУВГП, 2022





## ЗМІСТ

Зміст.....	3
Прийняті скорочення до тексту.....	7
Вступ.....	9
Розділ 1. Огляд трапових провінцій, історії та методики вивчення волинських трапів.....	14
1.1. Огляд трапових провінцій і теоретичних питань трапового магматизму.....	14
1.2. Історія і задачі досліджень трапів Волині та суміжних територій.....	23
1.2.1. Дослідження трапів у 20-30-х роках ХХ століття..	23
1.2.2. Дослідження трапів у 50-80-х роках ХХ століття..	26
1.2.3. Новітній період досліджень трапової формації.....	35
1.2.4. Задачі подальших досліджень трапової формації Волині.....	42
Розділ 2. Особливості методики досліджень похованих трапів регіону.....	45
2.1. Вивчення керну свердловин.....	46
2.2. Геологічні дослідження в кар'єрах.....	47
2.3. Глибинне геологічне картування.....	47
2.4. Стратиграфічні дослідження.....	48
2.5. Геолого-структурний аналіз.....	49
2.6. Палеовулканологічний аналіз.....	50
2.7. Дослідження речовинного складу порід.....	53
2.8. Вивчення гідротермально-метасоматичних змін порід..	54
2.9. Аналіз закономірностей розміщення в трапах мідного зруденіння .....	54
Розділ 3. Загальні риси геологічної будови нижньовендської трапової формації південно-західної частини СЄП.....	56
3.1. Тектонічна позиція трапової формації .....	56
3.2. Будова дотрапової основи.....	63
3.3. Структурно-фаціальна зональність трапової формації..	72
3.4. Вивержені трапи .....	75
3.5. Інрузивні трапи.....	79
3.6. Деформаційна структура трапової формації.....	80
3.6.1. Розривні структури.....	82



3.6.2. Плікативні структури.....	86
3.7. Мінеральні ресурси трапової формації.....	93
Розділ 4. Нижньовендські трапові комплекси південно- західної частини ССП.....	97
4.1. Західнобузький траповий комплекс .....	99
4.1.1. Особливості геологічної будови комплексу.....	99
4.1.2. Речовинний склад порід .....	108
4.2. Верхньоприп'ятський траповий комплекс .....	112
4.2.1. Особливості геологічної будови комплексу.....	112
4.2.2. Речовинний склад порід .....	138
4.2.3. Цеоліт-сметитові туфи та перспективи їх використання.....	148
4.2.4. Туфова товща в трапах регіону як потенційний об'єкт для захоронення РАВ.....	154
4.3 Брестський комплекс кислих вивержених порід.....	151
4.3.1. Особливості геологічної будови комплексу.....	155
4.3.2. Речовинний склад порід.....	155
4.4. Біловезько-подільський траповий комплекс.....	156
4.4.1. Особливості геологічної будови комплексу.....	160
4.4.2. Речовинний склад порід.....	182
4.5. Гідротермально-метасоматичні зміни порід трапових комплексів.....	190
4.5.1. Регіональна гідротермальна мінералогічна зональність.....	190
4.5.2. Локальна мінералогічна зональність базальтових покривів .....	198
4.5.3. Стадійність епігенетичного мінералоутворення.....	200
4.5.4. Метасоматичні зміни порід.....	205
Розділ 5. Закономірності розміщення і критерії прогнозу мідного зруденіння в трапових комплексах Волинського міднорудного район.....	209
5.1. Особливості міденості трапових комплексів.....	209
5.1.1. Мідне зруденіння в трапах західнобузького комплексу.....	209
5.1.2. Мідне зруденіння в трапах верхньоприп'ятського комплексу .....	213
5.1.3. Мідне зруденіння в трапах біловезько-поділь-	



ського комплексу .....	217
5.2. Характеристика мідних руд .....	217
5.2.1. Мінеральний склад мідних руд .....	217
5.2.2. Морфотипи самородномідних руд.....	219
5.2.3. Супутня благороднометалічна мінералізація ...	226
5.3 Критерії прогнозу мідного зруденіння.....	227
5.3.1. Прогнозні фактори.....	227
5.3.2. Прямі пошукові ознаки.....	241
5.4. Металогенічне районування і ресурси Волинського міднорудного району.....	241
5.4.1. Волинський металогенічний район.....	245
5.4.2. Маневицький металогенічний район .....	246
5.4.3. Кухітсько-Вольський металогенічний район.....	246
5.4.4. Перспективні ресурси міді в рудоносних полях Волинського міднорудного району .....	246
5.5 Порівняльна характеристика Волинського та Мічиганського міднорудних районів .....	247
5.5.1. Геологічна позиція районів .....	247
5.5.2. Формаційні особливості районів.....	249
5.5.3. Деформаційна структура районів .....	250
5.5.4. Гідротермально-метасоматичні зміни порід .....	251
5.5.5. Міденосність формацій .....	251
Розділ 6. Еволюційна модель ранньовендського трапового маг- матизму і мідеутворення у південно-західній частині СЄП.....	253
6.1. Основні положення плюм-тектонічної гіпотези трапоутворення .....	253
6.2. Петрологічні аспекти нижньовендського трапового магматизму.....	257
6.3. Еволюційна модель ранньовендського трапового магматизму .....	270
6.3.1. Мантійний магматизм першої стадії .....	270
6.3.2. Корово-мантійний магматизм другої стадії.....	273
6.3.3. Мантійний магматизм третьої стадії.....	274
6.3.4. Постмагматичний етап .....	276
6.4. Генетична модель самородномідного зруденіння трапів.....	277
6.4.1. Концепції мідеутворення попередників.....	278



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

6.4.2. Авторська модель рудогенезу міді.....	281
Висновки.....	290
Список використаних джерел.....	292
Графічні додатки .....	322



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



## ПРИЙНЯТІ СКОРОЧЕННЯ ДО ТЕКСТУ

- ГЗ – геологічна зйомка  
ГГК – глибинне геологічне картування  
ГГЗ – групова геологічна зйомка  
ГДП – геологічне довивчення площ  
ГЕ – геологічна експедиція  
ГРЕ – геолого-розвідувальна експедиція  
ДП – державне підприємство  
СЄП – Східноєвропейська платформа  
УЩ – Український щит  
ВДМТЗ – Волинсько-Двінська міжгеоблокова трансрегіональна зона  
ЦБШЗ – Центральнобілоруська шовна зона  
ОМВПП – Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс  
зона Т-Т – зона Тейссейре-Торнквіста  
ЛРГЗ – Лукувсько-Ратнівська горстова зона  
ПЛВ – Портедж Лейк Вулканік (формація)  
ВОА – Волино-Оршанський авлакоген  
ВПП – Волино-Подільська плита  
ВППр – Волино-Поліський прогин  
СФЗ – структурно-фаціальна зона  
СФП – структурно-фаціальна підзона  
СМЗ – структурно-металогенічна зона  
МЗ – металогенічна зона  
РАВ – радіоактивні відходи  
РЗЕ – рідкісноземельні елементи  
ГК – гамма каротаж  
КМV – каротаж магнітної сприйнятливості  
КП – комунальне підприємство  
МКZ – каротаж вертикальної складової магнітного поля  
ПО – позірний опір  
МВX-СГТ – метод відбитих хвиль спільної глибинної точки  
ТОВ – товариство з обмеженою відповідальністю  
пн.-зх. – північний захід  
пн.-сх. – північний схід



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

пд.-зх – південний захід

пд.-сх. – південний схід

абс. позн. – абсолютна позначка

хім. ан. – хімічний аналіз

сил. ан. – силікатний аналіз

св. – свердловина

інт. – інтервал

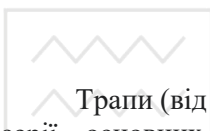
гл. – глибина



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



**Ярославу Олексійовичу  
Косовському, геологу  
Ковельської експедиції  
книга присвячується**



## ВСТУП

Трапи (від швед. *Trappa* – сходи) – це потужні пластові серії основних магматичних порід (лав, туфів, туфобрекчій, габро-долеритів), що виникли в різні геологічні епохи на платформах при виверженні глибинних (підкорових) магм в режимі розтягування земної кори і в рельєфі утворюють плато, обмечені чисельними уступами. Трапи Волині і суміжних територій Східної Європи сформувались в ранньому венді (приблизно 545–560 млн р. тому) і в наступні геологічні епохи були поховані під потужним (до 4 км) чохлам осадових відкладів, тому малодоступні для вивчення. Ареал їхнього поширення утворює найбільшу в межах СЄП магматичну провінцію, яка займає значну територію в межах сходу Польщі, південного заходу Білорусі, північного заходу України (Волинь і Поділля), і заходить до Молдовського Придністров'я протягуючись майже на 800 км при ширині в центральній частині близько 300 км. Спільна площа поширення лише ефузивних і гіпабісальних порід сягає близько 140 тис. км<sup>2</sup>.

В результаті геологічних досліджень (ГГК-200, ГГК-50, ГДП-200, ГГЗ-50, пошуки міді та діамантів), оснований на бурінні свердловин, в останні роки отримано значну кількість



нових, але розрізних структурно-геологічних, стратиграфічних, геофізичних, палеовулканологічних, петрографічних, мінералогічних, ізотопно-геохімічних та мінерагенічних даних по нижньовендських міденосних трапах пд.-зх. частини СЄП, поширених в межах України, Білорусі, Польщі та Молдови у зв'язку з чим виникла необхідність у комплексному та цілісному їх аналізі та інтерпретації з врахуванням сучасних геологічних концепцій. Подальше вивчення нижньовендських трапів пд.-зх. частини СЄП актуальне перш за все у зв'язку з виявленням серед них в межах Волинського міднорудного району значних стратиформних покладів самородної міді. У досліджуваній траповій формації останнім часом склалася ситуація, за якої близьким у речовинному і віковому відношенні асоціаціям вивержених порід у сусідніх регіонах присвоєні різні назви і ранги. Кореляції її складових елементів і встановлення між ними меж, вікових і генетичних зв'язків потребують перегляду на основі уніфікованої схеми петролого-стратиграфічного розчленування трапів та цілісної моделі еволюції трапового магматизму для всього регіону.

У зв'язку з роботами зі складання комплектів Держгеолкарти-200, пошуків та розвідки покладів міді, які планомірно виконуються в регіоні у відповідності з Державною програмою геологорозвідувальних робіт і наукових досліджень в Україні до 2020 року та на перспективу до 2030 року назріла необхідність уточнити і доповнити поділ трапового розрізу на стратони, а площі поширення нижньовендських міденосних трапів на структурно-фаціальні зони (СФЗ), підзони (СФП), металогенічні райони, рудоносні поля. Потребують реконструкції регіональні та локальні палеовулканічні структури трапів. Важливим є з'ясування позиції в них рудопроявів міді. Актуальності також набули подальші дослідження деформаційної структури трапів, гідротермально-метасоматичних змін вулканогенних порід і їхньої ролі в розміщенні мідного зруденіння.

Масштаб сучасних потреб в мінеральній сировині (зокрема, мідній), рівень сучасних технологій її вилучення з руд, необхідність створення дорогої гірничовидобувної





інфраструктури диктує зростання ролі в промисловому видобутку родовищ із значними запасами. Найбільші перспективи виявлення таких родовищ зберігають території, перекриті платформними чохлами до глибин 1000–1500 м, особливо ті, в розвитку яких відбулася значима тектоно-магматична активізація. До таких регіонів належить пд.-зх. частина СЄП, в чохлі якої серед трапових комплексів нижнього венду в останні десятиліття на території Волині і суміжних з Україною територіях Білорусі виявлені великі поклади самородної міді, що за масштабами і ресурсами відповідають найбільшим міденосним провінціям Світу.

На сьогодні Україна не має розвіданих запасів мідних руд і вирішення мідної проблеми здійснюється за рахунок імпорту цієї сировини з Росії, Польщі та деяких інших країн. При цьому щорічні витрати за цією статтею складають близько 380 млн доларів США. Проте, перспективи виявлення власних міднорудних об'єктів на теренах України значні [61; 147; 148]. За ступенем перспективності основним потенційно промисловим формаційним типом є самородномідний в трапових утвореннях нижньовендського віку, розвинутих в чохлі Волино-Подільської плити в пд.-зх. частині СЄП.

Великі родовища самородної міді в трапових базальтах є рідкісними. Єдиними об'єктами, що експлуатувалися, була група родовищ півострова Ківінаван (Мічіган, США) [261]. Ці родовища за 120 років видобування дали понад 5 млн т. міді і коло 500 т срібла [295]. Після закриття останніх рудників із самородною міддю наприкінці 60-х років, родовища такого типу не розглядалися як перспективні. Відкриття в останні десятиліття придатних до експлуатації нових великих родовищ такого типу в Британській Колумбії [298] та Китаї [301; 302] змушують по новому подивитися на перспективи мідного зруденіння у нижньовендських трапових комплексах Волині і всієї пд.-зх. частини СЄП.

Про значні перспективи трапів даного регіону на мідь свідчать великі об'єми і латеральна поширеність рудовмісних порід, наявність декількох стратиформних рудних рівнів вулканітів з встановленими промислово значимими вмістами



міді, самородний характер мідного зруденіння, прояви супутньої корисної мінералізації (зокрема благороднометалічної), можливість комплексного використання рудовмісних порід, задовільна екологічна безпека переробки руди тощо. Крім того, формаційна приналежність і докембрійський вік рудної формації, петрографічний і хімічний склад рудовмісних порід, стратиформність зруденіння, мінеральний склад і структурно-текстурні особливості руд, характер гідротермальних змін і метаморфізму порід та деякі інші ознаки зближують самородномідне зруденіння в трапах Волині з великими мідними родовищами півострова Ківіно Верхнього Озера (США) [138; 139]. Разом з тим між трапами зазначених регіонів існує низка принципових відмінностей, що впливають на масштабність мідного зруденіння. Зокрема докембрійські трапи півострова Ківіно (штат Мічиган) утворюють значно більшу потужність вивержених порід і формувались у внутрішньоконтинентальному рифті із замкненою системою гідротермального масопереносу міді, на відміну від окраїноконтинентальних трапів Волині, де система гідротермальної міграції міді не була замкнутою.

Незважаючи на багатолітню історію вивчення міденосності трапів, такі надзвичайно важливі в пошуково-прогнозному аспекті питання, як об'єктивне розшифрування закономірностей локалізації мідного зруденіння, визначення його генезису, стратиграфічної і структурно-тектонічної позиції, практичної спроможності конкретних пошукових критеріїв залишаються відкритими. Вимагають глибшого вивчення мінеральний склад руд Волинського міднорудного району, гідротермальна мінералогічна зональність, розмаїття морфотипів самородномідного зруденіння та оцінка їх перспективності.

Останніми роками інтерес до нижньовендських трапів пд.-зх. частини СЄП зріс також у зв'язку з їхньою ключовою роллю в розумінні геодинаміки платформи і суміжних континентів у венді (неопротерозой). Групою дослідників [104; 162; 228] висловлюється припущення про формування трапів регіону на пізньому етапі розпаду суперконтиненту Родинія близько 600 – 550 млн р. тому. Значну роль в цьому процесі відводиться корово-мантіїному плюмажу. Однак, багато аспектів широко



проявленого в регіоні трапового магматизму: палеогеодинамічні умови прояву, еволюція в часі і просторі, схожість і відмінності в петрографічному і фаціальному складі його продуктів на різних стратиграфічних рівнях, регіональні петро-геохімічні особливості, походження, склад і умови локалізації мідних руд, перспективи виявлення в них як традиційних для платформних магматичних формацій, так і нових видів мінеральної сировини до теперішнього часу не вивчалися, або вивчалися фрагментарно. Вивчення трапів регіону донедавна відбувалось по окремих об'єктах, обмежених територіями країн, регіонів, пошукових ділянок, аркушами геологічних зйомок і та ін., або з вузько утилітарними цілями: можливістю прояву у зв'язку з траповим магматизмом, кімберлітового, пошуками в трапах родовищ будівельних матеріалів, адсорбентів, підземних вод, петрургійної сировини та ін.

Необхідність проведення комплексних і цілісних досліджень нижньовендських трапів пд.-зх. частини СЄП обумовлена ще і тим, що до теперішнього часу не мають загальноприйнятого трактування і залишаються дискусійними загальнотеоретичні причини проявів і особливості еволюції перикратонного трапового магматизму, що неодноразово проявлявся в геологічній історії Землі в ході рифтогенезу і розпаду суперконтинентів. Проведені дослідження дозволять уточнити геологічну позицію різних за складом і віком трапових магматичних утворень регіону в структурі пд.-зх. частини СЄП, а також зробити висновки про режим функціонування мантійних плюмів та про еволюцію базальтових розплавів і особливості складу їх мантійного джерела.

Вирішення вищезгаданих проблем геології нижньовендських трапів регіону і вкрай актуальних питань їх міденості знаходиться в прямій залежності від дослідження їх стратиграфії, тектоніки, петрології, мінералогії та історії розвитку, комплексному і цілісному вивченню яких присвячена дана монографія.

Матеріалами до монографії стали результати дисертаційного дослідження автора на тему «Геологія та міденість нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини



Східноєвропейської платформи» [120], захищеної для здобуття наукового ступеню доктора геологічних наук. До її публікації спонукало поживлення останніми роками зацікавленості у вирішенні проблем міденості трапів Волині і суміжних територій не тільки у науковців, але і у підприємців та промислово-фінансових груп, які мають наміри інвестувати у геологічне вивчення і розробку покладів волинської міді значні кошти [274]. Вже на-сьогодні в трапах Волині виконується пошукові роботи на мідь в межах Ратнівського рудоносного поля (ДП «Українська геологічна компанія»), геологорозвідувальні роботи в межах Південнорафалівського рудопрояву (ТОВ «Північно-Західне видобування») і на ділянці Заліси-Шменьки (КП «Волиньприродресурс»). Розпочинається видобуток міді з родовища Жиричі (КП «Волиньприродресурс»). Існують передумови залучення інвестицій у геологічне вивчення з дослідно-промисловою розробкою інших рудоносних помів (всього 8) Волинського міднорудного району.

Основу монографічного дослідження складають результати відомчих науково-дослідних робіт ПДРГП «Північгеологія» Державної геологічної служби України: «Геолого-структурний аналіз території Волинського рудного району з метою визначення контролю і прогнозу промислового мідного зруденіння» (держ. реєстр. № НР У-03-80/16) та Інституту геологічних наук НАН України: «Оцінка перспектив міденості трапових вулканітів Волино-Поділля та осадових формацій Передбурдзького прогину» (держ. реєстр. № 0107U000867), «Вдосконалення та модернізація стратиграфічних схем фанерозою України» (№ 29/09-31) Дослідження проводились за участі автора як їхнього основного виконавця.

Дане монографічне дослідження також пов'язане з виконанням низки відомчих пооб'єктних планів і програм Рівненської ГЕ ПДРГП «Північгеологія»: «Групова геологічна зйомка масштабу 1:50 000 із загальними пошуками території аркушів М-35-2-В, Г; М-35-3-В; М-35-14-А,Б; М-35-15-А» (держ. реєстр. № НР У-98-83/95); «Геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000 та підготовка до видання комплексу Держгеолкарти-200 території аркуша М-35-VIII (Луцьк)» (держ.



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

реєстр. № НР У-03-49/4); «Геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000 та підготовка до видання комплексу Держгеолкарти-200 території аркушів М-34-VI (Владава) і М-35-I (Камінь – Каширський)» (держ. реєстр. № НР У-07-63/10); «Пошуки родовищ міді в межах рудопроявів Волинського рудного району та пошуково-оцінювальні роботи на Рафалівській площі» (держ. реєстр. № НР У-2000-50/13). Автор був співвиконавцем, адміністративним і науковим керівником зазначених робіт.



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



## **Розділ 1. ОГЛЯД ТРАПОВИХ ПРОВІНЦІЙ, ІСТОРІЇ ТА МЕТОДИКИ ВИВЧЕННЯ ВОЛИНСЬКИХ ТРАПІВ**

### **1.1. Огляд трапових провінцій і теоретичних питань трапового магматизму**

Перелік наукових робіт, присвячених дослідженню трапів і опублікованих протягом останнього десятиріччя у провідних світових наукових виданнях, нараховує десятки найменувань. За ними основні сталі поняття про трапи зводяться до наступного.

Назва “трапи” походить від шведського слова *trappa*, що означає сходи. У геоморфологічному відношенні цей термін характеризує поствулканічний ерозійний рельєф: базальтові верстви еродуються погано, а пірокластичні і осадові – руйнуються легко. В результаті місцевість трапового магматизму здобуває вигляд широких плоских рівнин, розміщених на покривлях базальтових покривів, розділених уступами.

В геологічній літературі терміном “трапи” означають комплекси потужних (до 100 м) горизонтальних покривів ефузивів основного складу, перешарованих вулканокластичними утвореннями і осадовими відкладами, які утворювались під час формування чохла як давніх (Східносибірська, Північно- та Південноамериканська, Африканська, Аравійська, Індостанська), так і молодих платформ (так звані тріасові басейни Північної Америки, Британо-Арктична вулканічна провінція). Найвідоміші і добре вивчені трапові провінції фанерозою: провінція Парана (Бразилія) – Етендека (Намібія) (132 млн р.), трапи Декан (Індія) (66 млн р.), Сибірські трапи (248 млн р.), провінція Кару (Лесото, П. Африка) – Ферар (Антарктика) – Тасманія (183 млн р.), базальти р. Колумбія (США) (16 млн р.) та ін. Із неопротерозойських провінцій слід зазначити платобазальти сходу Канади (615–550 млн р.) і трапи Волині (600?–550 млн р.).

Океанічні плато та деякі окраїни континентів також розглядаються як підводні аналоги континентальних трапових



формації (рис. 1.1). Всі ці провінції характеризують важливі події магматизму в історії Землі.

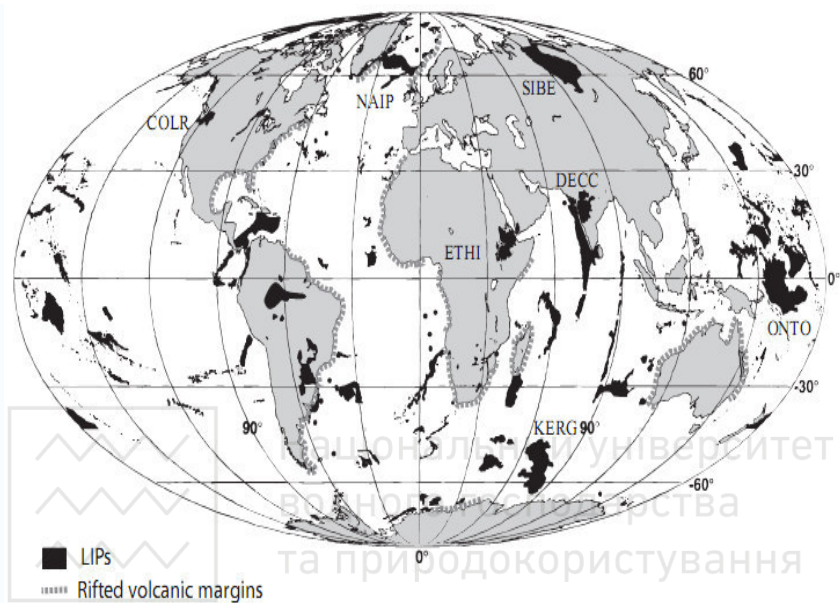


Рис. 1.1. Схема, що показує глобальне поширення і великих мезозойсько-кайнозойських трапових провінцій за Kearey P. [260]

Для трапового магматизму характерні сили і крупні базальтові покриви. Лавові потоки виливаючись на поверхні швидко заповнюють природні поглиблення, долини річок, улоговини і тому подібне. Після цього базальти виливаються на плоскій рівнині. Через низьку в'язкість базальтових розплавів магма може текти на декілька десятків кілометрів. При трапових виверження часто немає чітко вираженого кратера, і постійного центру вивержень. Лава виливається з чисельних тріщин і заливає широкі простори, площею в сотні і тисячі км<sup>2</sup>.

Сумарна потужність трапових покривів в Індії сягає 3 км, в Канаді – перевищує 4 км, у Бразилії складає 600 м. Загальна площа асоціації в Індії складає близько 0,5 млн км<sup>2</sup>, у Бразилії – понад 1 млн, а в Сибіру перевищує 1,5 млн км<sup>2</sup>. Загальний об'єм



магматичного матеріалу для Східносибірської платформи складає до 2 млн км<sup>3</sup>, потужність трапів сягає 2000 м.

Зазвичай, такі значні об'єми магматичного матеріалу просторово пов'язані з великими прогинами чохла платформ. Припускають, що ці прогини мали компенсаційний характер, тобто по мірі того, як із глибини піднімалися розплави, там виникав дефіцит мас, що обумовлювало просідання шарів осадових порід чохла.

Вік трапових асоціацій коливається від пізнього докембрію (рифею) до кайнозою, але найбільших масштабів виливи досягали в тріасовому – юрському періодах та в кінці крейди – на початку палеогену. На Середньосибірському плоскогір'ї вкорінення і виверження магм, що сформували трапи, відбувалося в декілька фаз, протягом довгого часу (від пермі до середнього тріасу).

Трапові асоціації включають ефузивні, інтрузивні та вулканогенно–уламкові, тобто пірокластичні похідні базальтових розплавів толейтової серії (поняття толейтових базальтів було введено В. Кеннеді у 1933 р. саме на прикладі трапової асоціації). Присутність порід середнього складу для асоціацій даного типу не характерна і дослідників завжди дивувала поява кислих ефузивів – ріолітів без проміжних відмін, які би вказували на те, що ріоліти є кінцевими диференціатами вулканічної серії. Дослідження співвідношень ізотопів стронцію привели до висновку, що ріоліти виникли внаслідок не диференціації, а переплавлення корового матеріалу під впливом базальтової магми [104; 163; 180].

З утворенням трапових асоціацій пов'язані три остаточно не вирішені проблеми. По–перше, до кінця незрозуміло, чому вони взагалі виникають. Здавалося б, що платформи є стабільними структурами, для яких повинен був встановитися амагматичний режим. Однак, поява трапових асоціацій на всіх древніх платформах доводить, що це явище є закономірним етапом у їх розвитку [219]. До того ж появу такої величезної кількості магматичних розплавів не можна пояснити лише впливом тектонічних розколів. Причини трапового магматизму викликають серед геологів безліч суперечок. Трапи є одним з





найграндіозніших природних процесів і та причина, що їх зумовлює, має бути відповідно масштабною.

Найбільш поширеною точкою зору є теорія про утворення трапів в результаті піднімання з глибин Землі (можливо від межі мантиї з ядром) крупних потоків гарячої мантийної речовини – плюмів [55; 162; 260; 265]. При цьому, коли плюм досягає низів літосфери, починається її плавлення і утворюються насичені леткими компонентами розплави, які прориваються на поверхню у вигляді експлозивних вивержень, в тому числі, кімберлітів. Потім голова плюму продовжує рух вгору, і залучає до плавлення великі об'єми літосферної мантиї, внаслідок чого формується основний об'єм базальтових розплавів. Спочатку висхідний рух плюма викликає підняття поверхні платформи, у зв'язку з чим морські умови змінюються на континентальні, а потім, коли з плюму стається виверження значних об'ємів магми, починається просідання. Впершись у континентальну кору, плюм розтікається під нею, що викликає розширення області трапового магматизму. Зокрема, утворення сибірських трапів пов'язують з сибірським суперплюмом [4].

Плюмова теорія утворення трапів піддається критиці, так як незрозуміло, чим ці плюми відрізняються від мантийних потоків, які створюють довгоживучі гарячі точки, типу Гавайської. Одним з можливих пояснень різниці в складі і характері магматизму гарячих точок і трапового магматизму може бути різний режим функціонування мантийних плюмів при їх взаємодії з літосферою, що має, відповідно, океанічний та континентальний типи земної кори.

Друга з невирішених проблем трапового магматизму зв'язана з дуже швидким, у геологічних масштабах часу, виливом базальтових магм на денну поверхню або вкоріненням їх у вигляді дайок і силів у верхні шари осадового чохла. В даний час найпопулярнішою гіпотезою про причини короточасних і масштабних виливів базальтових магм у межах платформ є концепція досить різкої зміни швидкостей руху літосферних плит, у рамках якої ці зміни відіграють роль пускового механізму.



Ще одна проблема виникає при співставленні внутрішньоконтинентальних і перикратонних трапів. Виявляється, що незважаючи на петрографічну подібність, вони відрізняються рядом петрохімічних особливостей і напрямком диференціації магм у часі, металогенічними особливостями, зокрема покладами сульфідних і самородних руд. Можливо, ці відмінності якось пов'язані з різницею в тектонічному положенні трапових асоціацій і режимом мантийного плюмажу.

В південній півкулі трапи локалізовані переважно в крайових частинах континентів. Наприклад, на Південноамериканському континенті велика трапова провінція відома в Бразилії вздовж узбережжя Атлантичного океану. Друга така провінція знаходиться на протилежному березі океану на західному узбережжі Африки (так звані гори Дракона). Обидві провінції мають ранньомезозойський вік. Припускають, що вони виникли в зв'язку з процесами розколу колись єдиного континенту Гондвана. В ранньому мезозої цей суперконтинент розколовся з відокремленням Південноамериканського та Африканського континентів. Подальші розколи на рубежі крейди та палеогену призвели до відокремлення Антарктиди та Індостанського півострова. Відповідно, на протилежних краях цих структур також виникли пари трапових асоціацій (рис. 1.2). Перша така пара утворилася в східній частині Африки поблизу узбережжя (басейн р. Лімпопо, Ефіопія, Лесото) і на узбережжі Антарктиди (трапова асоціація тут утворює пояс довжиною не менше 1600 км). Друга пара виникла в східній частині Аравійського та західній Індостанського півостровів. Тобто, в переважній більшості випадків колись єдина трапова формація виявляється розділеною на дві та більше частини і її залишки вдається розшукати на пасивних континентальних окраїнах різних материків (трапи Гренландії і Шотландії, Парани (Південна Америка) і Етендеки (Намібія), Карру (Південна Африка) і Феррар (Антарктида), та численні інші приклади [260; 266; 272; 276]). Подібний процес спостерігається і зараз – трапові формації Ефіопії та Йємену, що пов'язані з вкоріненням плюму Афар та формуванням потрійного розколу материкової кори –



рифтами Східної Африки, Червоного моря та Аденської затоки [277].

Окраїнно-континентальні трапи, як правило, мають продовження у вигляді ланцюжків океанічних островів і підводних плато (рис. 1.3), складених мезозойско-кайнозойськими базальтами. Вважається, що вони є продуктами магматичної діяльності мантійних довгоживучих гарячих точок, а їх послідовне омоложення в напрямі від континентальних окраїн до меж розходження літосферних плит обумовлено рухом останніх над гарячою точкою, позиція якої стабільна.

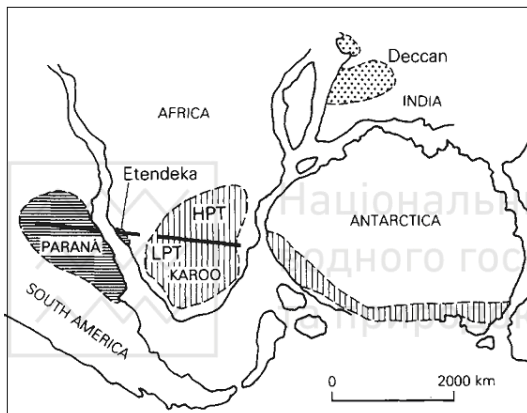


Рис. 1.2. Реконструкція суперконтинента Гондвана в мезозой і позиція головних окраїнно-континентальних базальтових провінцій. За Cox D.P. [238]

В північній півкулі мезозойські і кайнозойські трапи виникали переважно у внутрішніх частинах континентів. За думкою Х. Рафта (1982), виникнення трапів тут відображає розтягнення континентів, яке не дійшло до стадії їх розриву. Робиться припущення, що велика потужність «холодної» літосфери під древніми платформами із консолідованою (зрілою) корою перешкоджають швидкому переміщенню до поверхні базальтової магми з вогнищ магмоутворення. Це сприяє накопиченню і диференціації розплавів в головній частині плюма, «загальмованого» на межі літосфери.

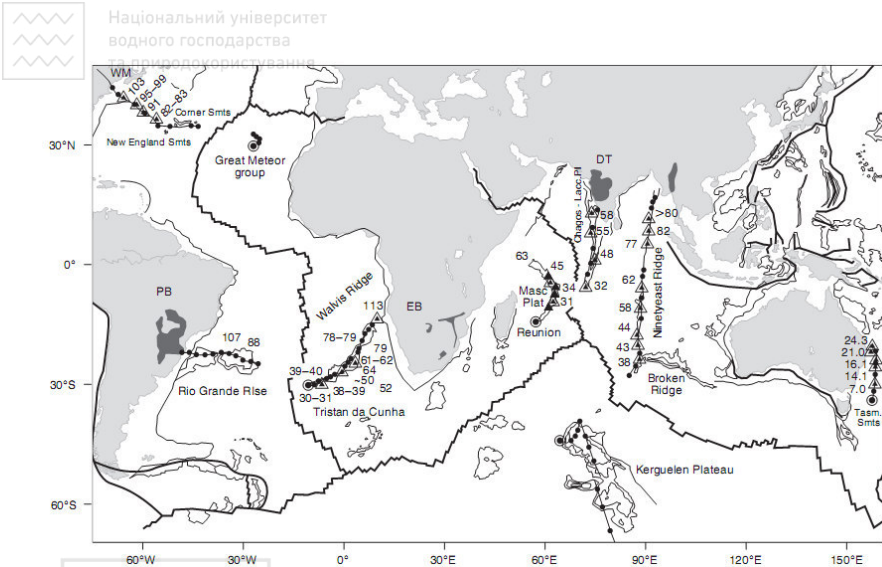


Рис. 1.3. Сліди гарячих точок в Атлантичному і Індійському Океанах. Кружки – діючі гарячі точки. Чорні крапки – модельовані сліди гарячих точок. Трикутники на треках вказують радіометричний вік. WM – Білі Гори (White Mountains); PB – плато-базальти Парани, EB – плато-базальти Етендека, DT – трапи Декан. За Kearey P. [260]

В дослідженнях трапових провінцій існує низка ще до кінця не вирішених загальнотеоретичних проблем, пов'язаних з причинами зародження, геодинамічним режимом, особливостями еволюції трапового магматизму і прикладних питань мінералогії трапових комплексів. Зокрема дослідження нижньовендських трапових комплексів пд.-зх. частини СЄП покликано сприяти вирішенню поставлених актуальних теоретичних і прикладних питань регіональної і глобальної геології трапів. Задовільна вивченність будови і речовинного складу нижньовендських трапів південно-західної частини СЄП свердловинами, а також їхня природня стратифікація відкривають можливість розшифрувати направленність речовинної еволюції трапів регіону, оцінити вклад в породні асоціації різних джерел речовини, і, відповідно, визначити характер взаємодії в системі плюм-літосфера.



## 1.2. Історія і задачі досліджень трапів Волині та суміжних територій

Найраніші наукові публікації про базальти регіону відносяться до другої половини XIX століття [13; 213]. Ці роботи присвячені в основному петрографічному опису базальтів (анамезитів) Волині, вік яких визначався як докрейдовий. У геологічній літературі вперше про наявність базальтів на теренах Волині повідомив А.К. Тишецький [213]. В.О. Блюмель [13] вперше назвав ці вулканіти трапами і привів одні з перших відомостей про їхній хімізм.

### 1.2.1. Дослідження трапів у 20–30-х роках XX століття

Коли західні території України і Білорусі входили до складу Польщі, великий вклад у вивчення вивержених порід краю внесли такі вчені Польського геологічного інституту, як St. Malkowski [267–271], M. Kamiński [258], J. Samsonowicz [283], J. Wojciechowski [299], St. J. Thugutt [289], J. Tokarski [290] та ін. Ними були описані основні типи вивержених порід краю – базальти, базальтові туфи, брекчії, а також прояви мідної мінералізації в них. Крім цього, було висловлено припущення щодо можливості проявлення в районі двох фаз вулканізму. Вік вулканічних порід тоді трактувався по-різному: від ордовицького до мезозойського.

Найбільший внесок у вивчення геології трапів Волині у 20–30-х роках зробив професор Краківського університету Станіслав Малковський, до 130-річчя від дня народження якого присвячена Міжнародної науково-практична конференція [34].

С. Малковський виявив невідомі раніше виходи базальтів в околицях хутора Мутвиця поблизу с. Великий Мидськ (Костопільський район Рівненської області), встановив, що біля сс. Берестовець та Злазне вони залягають у вигляді лаколітів, а в околицях сіл Мутвиця та Полиця – у вигляді покривних залягань. Вчений виявив невідомі раніше губчасту відмінність з околиць Полиці і мигдалевидну з околиць Мутвиці.

У 1929 р. Станіславом Малковським вперше було знайдено і описано самородну мідь в базальтах та туфах Волині, зроблені перші припущення про походження та механізми формування



самородномідних утворень. Подальші дослідження дозволяють Малковському визначити карбонати міді (малахіту, азуриту) в базальтах Янової долини та птілоліту у Великому Мідську. Учений описує будову родовища самородної міді, дає характеристику нерудних мінералів (кварц, кальцит, барит, хлорит), наводить хімічний склад самородної міді, при цьому вказує на надзвичайну її чистоту.

Малковський С. разом з Войцеховський Й. доводять, що самородна мідь генетично тісно пов'язана з базальтовою магмою. У подальшому Малковський припустив, що первинним джерело міді є базальти, а утворення міді відбувається під дією гарячих розчинів. На таку думку вченого підштовхнуло знаходження включень міді у вулканічному склі базальтів. Він доводить, що присутність самородної міді у змінених породах є результатом впливу гідротермальних розчинів, які вилуговували мідь, насамперед з скла. Науковець пов'язує ці процеси з гідротермальними змінами, якими є адуляризація плагіоклазів, цеолітизація, утворення кристалів кальциту і бариту, вкраплення сульфідів (халькопіриту, борніту, халькозину і піриту). Свої набуті знання щодо геологічної будови Західного Полісся Станіслав Малковський висвітлив у 1931 р. у науковій праці «Z geologii Wołyńiu».

У післявоєнні роки польський геолог узагальнив результати своїх багаторічних досліджень базальтів Волинського Полісся і у 1951 р. опублікував монографію «O projawach wulkanisneu między masywem Wolyńsko-Ukraińskim i walem Kujawsko-Pomorskim» [268].

До 1939 р. польські геологи дійшли висновку, що мідь знаходилась у самій базальтовій магмі і могла викристалізовуватися у вигляді найдрібніших вкраплень в базальтах та туфах під час їх виверження на земну поверхню. На користь магматичного генезису подавався факт існування збільшеного вмісту міді (до 0,2%) у незмінному склі, видаленому з туфів та базальтів, у хімічному зв'язку з силікатами. Більші скупчення самородної міді (маса окремих агрегатів до 0,9 кг) та сульфідів міді є, з точки зору польських дослідників, вторинними. Їх повсюдний тісний парагенетичний зв'язок з такими



низькотемпературними мінералами, як цеоліт, хлорит, кальцит, щонайкраще проглядається на ділянках збільшеної проникності (тріщинуватості), став основою для віднесення мідного орудення до гідротермального. Відзначалась виключно висока чистота міді – до 99,81% (Fe – 0.105%; Ag – 0,005%, н.з. у HCl – 0,36%).

До основних результатів довоєнного («польського») періоду становлення мідної проблеми слід віднести наступні:

- виявлення мідного зруденіння в самородній і сульфідній мінеральних формах як в базальтах, так і у туфах;
- встановлення фактів приуроченості найбільших концентрацій самородної міді до зони нижнього контакту базальтів з туфами (лучичівської і бабинської світ в сучасному розумінні) і невтриманості (мінливості) зруденіння в просторі.
- підхід до генезису зруденіння з позицій як первинної (магматичної), так і вторинної (гідротермальної) природи мінералізації.

#### 1.2.2. Дослідження трапів у 50–80-х роках ХХ століття

Після Великої Вітчизняної війни на суміжних територіях України, Білорусі, Польщі практично вперше в цьому регіоні почалося буріння глибоких свердловин в рамках геологознімальних і геофізичних робіт масштабу 1 : 200 000. В результаті було значно розширено інформацію про вивержені, гіпсальні і осадові породи, що приймають участь в будові трапової формації. У 1953–1956 рр. геологозйомочними роботами, а також тематичними дослідженнями [17] встановлено їх безперечний доордовіцький вік. Н.Є. Стрелковою (1957, 1958) в геологічному розрізі р. Горині вперше виділено берестовецьку світу. Стратиграфічне розчленування цієї світи в Прип'ятському валі було виконано О.Є. Бірюльовим [12].

У центральній частині Підлясько-Брестської западини на території Білорусі були вперше встановлені, у складі трапової формації, ефузивні і пірокластичні породи кислого складу, розташовані в розрізі вулканогенної товщі між нижньою і верхньою базальтовими товщами ратайчицької світи [114; 174].

Середньомасштабні ГЗ цього періоду виявили перші рудопрояви самородної міді: Видертинський (Г.А. Уженков та ін., 1963) і Турський (В.С. Анісимов та ін., 1964), тому в межах



Прип'ятського валу були проведені ревізійно-пошукові роботи, спеціалізовані на мідь [175]. В результаті зроблено висновки, що всі рудопрояви Прип'ятського валу приурочені до Прип'ятської, а рудопрояви басейну р. Горинь – до Рівненської тектонічних зон. З останньою пов'язувались також інтрузії габро-долеритів, з якими очікувалось виявлення мідно-нікелевих руд норільського типу, однак такі очікування не виправдались.

Значним внеском у вивчення геології нижньовендської трапової формації регіону стали дані глибокого структурного буріння на територіях Західної України [48; 49; 172; 173], Південно-Західної Білорусі [174] та Східної Польщі [254; 257]. За цими результатами розповсюдження трапової формації було розширено аж до південно-західної межі СЄП, досліджено будову і речовинний склад нижніх структурно-стратиграфічних рівнів трапів на західних тернах.

У процесі ГЗ масштабу 1 : 200 000 на Поділлі і Наддністрянщині у 1967–1975 рр. серед нижньовендської волинської серії була виділена грушкінська світа, з'ясовано стратиграфічне положення в ній ефузивних трапів, співвідношення останніх з вулканічними утвореннями Волині і їх нормально-осадовими аналогами [18; 19; 20; 167; 172].

На матеріалах ГЗ базувалося дослідження Волино-Подільської частини трапової формації, проведене Б.Я. Волоник [26; 27; 179]. Вона виділила і детально описала усі фації трапів, показала їхню структурну приуроченість, визначила контури і положення на місцевості великих осередкових зон трапового магматизму і окремих вулканічних апаратів, вивчила закономірності розподілу в породах і структурних зонах трапової формації деяких рудних елементів.

Таким чином, трапи регіону були одним з основних об'єктів вивчення в осадовому чохлі південно-західної частини СЄП. В історії досліджень трапової формації у 50–80-х роках ХХ століття варто виділити наступні аспекти.

**Геофізичні дослідження трапів.** За період з 1965 до 1984 року вся територія поширення трапової формації була покрита аеромагнітними зйомками різних масштабів, Гравітаційними зйомками масштабів 1:25 000 – 1:50 000 покрито до 55% площі,





на решті території проведено зйомки масштабу 1 : 200 000. За даними геофізичних зйомок були складені поаркушні карти фізичних полів та їх окремі трансформації.

За період з 1975 до 1987 і на території поширення трапової формації виконані сейсморозвідувальні дослідження по окремих профілях загальною довжиною 1550 пог. км. Профілі перетинають Турійський вал, Хотешівську і Ратнівську горст-антикліналі у Прип'ятському валі, Кухотський блок, Перикальську структуру і Бельську тектонічну зону. При цьому основними межами розділу, за характером поведінки яких робились висновки про будову території, були – поверхня кристалічного фундаменту і нижньовендські трапи.

**Стратифікація, об'єм і вік** докембрійських практично німих в палеонтологічному відношенні утворень трапової формації регіону тривалий час були і продовжують бути дискусійними. Із виділенням у складі верхнього протерозою його верхнього (термінального) підрозділу – венду трапова формація заходу СЄП більшістю її дослідників почала відноситися до нижнього венду [200; 201]. Під назвою «волинського комплексу» нижнього кембрію ефузивно-туфогенна товща північного заходу України і суміжних районів Білорусі була вперше виділена Е.П. Брунс [16]. У Білорусі вона отримала назву ратайчицької світи, що збереглася і донині в стратиграфічній схемі венду Білорусі у складі волинської серії [36]. У Польщі товща аналогічних вулканітів була виділена як вишніцька світа венду [254; 256] або славатицька світа верхнього докембрію [286]. Ці назви підрозділ нижнього венду збереглись до теперішнього часу [262; 263]. У Молдові товща вендських вулканітів відома як сорокська світа, в Придністров'ї – як каменська світа, яку виділив в 1953 р. Г.Ф. Євсєєв [70] в районі с. Каменки. За результатами крупномасштабних геологічних зйомок і тематичних досліджень, проведених на Поділлі і Наддністрянщині у 1967–1975 рр., серед нижньовендської волинської серії була виділена грушкінська світа, з'ясовано стратиграфічне положення в ній ефузивних трапів, співвідношення останніх з вулканічними утвореннями Волині і їх нормально-осадовими аналогами [167].



На Волині досліджувана трапова товща отримала спочатку назву із'яславської світи, що складається з бабинських (туфіти і туфи) і сергіївських (базальти, туфіти) верств [100] – потім берестовецької світи з горохівською і ратнівською ефузивними підсвітами, розділеними туфами і туфітами бабинської підсвіти [11]. Те, що білоруськими геологами називалося товщами (від низу до верху): туфова, перша (нижня) базальтова, третя (середня) кислих ефузивів, третя (верхня) базальтова [114], на Волині виділялось як підсвіти берестовецької світи [48; 49; 172]. При цьому, одні дослідники вважали, що однотипні асоціації вулканітів в різних частинах трапової формації не обов'язково синхронні і утворилися протягом декількох вулканічних субфаз, що не співпадали в часі [26; 27; 179], інші – що кожна товща (ефузивна, туфова) має самостійне стратиграфічне значення [11; 48; 49; 100; 172 та ін.]. Зокрема, аргументацію, щодо можливості і доцільності подальшої стратифікації волинської серії на Волині виказали О.Є. Бірюльов [11; 176], на Поділлі – В.С. Заїка-Новацький, П.Д. Букаччук, В.Я. Веліканов, Е.Я. Жовінський [17; 18; 19; 20; 167; 172].

В Погоринні виділені пригоринська – туфогенна (бахтинські і бабинські верстви) та слущька – ефузивно-осадова (красилівські і новоселівські верстви) світи [18; 173]. У Прип'ятському валу підсвіти берестовецької світи набули рангу самостійних підрозділів і стали розглядатися (знизу догори) як заболотівська, бабинська і ратнівська світи [57].

Зазначені вище стратони трапової формації увійшли в Стратиграфічні схеми нижнього венду (лапландський горизонт) України [200], Білорусі [115] і Польщі [278; 279]. Стратифікації трапів сприяло те, що вивержені їх фації знизу догори по розрізу суттєво відрізняються між собою особливостями речовинного складу і будовою, а по латералі проявляють напрочуд стійку однорідність. Разом з тим, на сьогодні склалася ситуація, за якої близьким в речовинному і віковому відношенні асоціаціям вивержених порід в сусідніх регіонах присвоєні різні назви і ранги, а стратиграфічні кореляції латеральних елементів трапової формації і встановлення фаціальних меж між ними потребують перегляду.



**Вивчення гіабісальних (інтрузивних) фацій** трапів у 50–80-х роках були започатковані в працях О.Є. Бірюльова [176], Б.Я. Воловник [26; 27; 199], В.О. Котика [225], В.Ф. Судовцева [48; 172]. Вік інтрузивних габро-долеритів Волині різними авторами трактувався по-різному [261; 262; 254; 331]. За даними Б.Я. Воловник дайка Конобельська прориває і метаморфізує вміщуючі її ефузиви волинської серії, тобто захищається точка зору про волинський час прояву інтрузивної фази трапів. Однак більшість дослідників [109] присвоюють їм широкий рифей-вендський віковий діапазон та дотримуються точки зору про неодноразовість вторгнення інтрузій габро-долеритів в неопротерозої і, відповідно, доволинський та волинський час їх становлення.

**Геохімічні і петрохімічні дослідження** порід трапової формації планомірно почали проводитися в другій половині минулого століття по мірі надходження великої кількості кам'яного матеріалу в результаті буріння свердловин. Ці дослідження в основному обмежувалися хімічними (методом мокрої хімії) і спектральними аналізами вулканічних порід, носили реєстраційний загальний характер і рідко супроводилися їх петрогенетичною інтерпретацією, що привело до хибного висновку про певну петрохімічну однорідність трапів [26; 27].

**Праці з мінералогії трапів** у 50–80-х роках на початкових стадіях їх вивчення базувались лише на основі досліджень геології відомих пригоринських базальтових кар'єрів (В. Мідськ, Янова Долина, Берестовець та деякі інші) [155; 269; 290]. У відомій фундаментальній праці Є. К. Лазаренка та ін. „Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині” [155], були детально досліджені всіма доступними на той час аналітичними методами петрогенні та епігенетичні мінерали в цих базальтах, проаналізовано їх хімічний склад, виділені типоморфні мінеральні асоціації, розглянуті умови утворення мінералів і можливий генезис.

В подальшому були опубліковані мінералогічні дані, що відображали петрографічні особливості і епігенетичну мінералізацію в окремих трапових розрізах Прип'ятського валу



[176; 215], Волино-Подільської монокліналі [26; 117; 160] і Брестської і Прип'ятської западин [75; 114].

**Структурно-тектонічні дослідження** у 50–80-х роках були важливою складовою глибинного геологічного картування територій досліджуваного регіону [162]. На основі даних буріння свердловин і геофізичних досліджень була встановлена складноорганізована блокова (місцями складчато-блокова) тектонічна структура регіону. Результати цих досліджень знайшли відображення в роботах В.М. Шестопалова – про структуру Волинського палеозойського підняття [221], А.А. Гойжевського – про структуру Північно-Української горстової зони [51], М.П.Семененка, Н.А.Савченка, В.І Клушина – про будову Прип'ятського валу [197], а також в роботах Г.В. Зіновенка [77; 78], М.А. Нагорного [157].

У монографії „Блоковая тектоника Волино-Подолли” Т.О. Знаменською, І.І. Чебаненко [79] узагальнено геолого-геофізичні дані стосовно блокової структури західних областей України. В монографії колективу українських геологів “Геотектоника Волино-Подолли” [42] узагальнено уявлення про роль динаміки блоків кристалічного фундаменту в процесах утворення структур чохла і проявів трапового вулканізму.

Деформаційна структура нижньовендської трапової формації в процесі зазначених досліджень спеціально не вивчалась, а розглядалась у загальному контексті структури кристалічного фундаменту і осадового чохла регіону на окремих ділянках. Її цільове вивчення стало актуальною задачею новітніх досліджень у зв'язку з розробкою структурно-тектонічних критеріїв міденосності трапів [41; 182; 184].

**Палеовулканологічні реконструкції** в нижньовендських трапах регіону у 50–80-х роках стали можливими у зв'язку з їх середньо і крупномасштабним глибинним картуванням. Вони показали інформативність аналізу просторового розподілу фацій і потужностей вулканогенних утворень, а також важливу роль розломно-блокової палеотектоніки при реконструкції трапових споруд і динаміки розвитку волинського вулканізму, однак, у зв'язку з



фрагментарністю досліджень, не розкрили цілісної його картини.

Палеовулканичні побудови того часу показали, що вулканогенні продукти в ранньому венді покривали південно-західну частину СЄП на площі не менше 300–350 тис. км<sup>2</sup>, при площі сучасного їх поширення не менше 200 тис. км<sup>2</sup> [12; 215].

В результаті тематичних робіт Б.Я. Воловник [83] визначила загальні контури і положення на місцевості гіпотетичних осередкових зон трапового вулканізму. Зокрема, на території Волино-Поділля нею виділені чотири крупні осередкові зони – Ратнівська, Кухотська, Рівенська, Горохівська. На основі аналізу розподілу потужностей вулканокластитів і коефіцієнтів експлозивності та за петрографічними особливостями порід в межах осередкових зон нею виділено велику кількість вулканічних апаратів центрального типу [27; 87; 179]. Допускалось, що діаметри древніх вулканічних споруд становлять не менше 3–7 км. Навіть передбачалось функціонування в регіоні стратовулканів із стромболійським типом виверження, а також туфових вулканів, кімберлітових трубок вибуху, тріщинних виливів магми ісландського типу, пов'язаних з регіональними розломами. Б.Я. Воловник, яка сповідувала концепцію асинхронності однотипних асоціацій вулканітів, у вулканогенній товщі було виділено 15 типів її полів з різними значеннями коефіцієнту експлозивності, які коливались від 25 до 80%. Оскільки зміни вулканічних проявів в багатьох випадках проходили поступово, межі виділених типів полів, на думку цього автора, не являються стратиграфічними, і більше того, в різних полях однойменні асоціації вулканітів, які займають однакове положення в розрізі, не обов'язково є одновіковими. Зауважмо, що деякі поля були виділені лише за аналізом каротажних діаграм і фрагментарно вилученого кернового матеріалу. В процесі подальших досліджень трапів Б.Я. Воловник відійшла від зазначеної концепції асинхронності однотипних вулканітів і дотримувалась поглядів про можливість стратифікації трапів [199].

Т.А. Знаменська [81] дійшла висновку, що у формуванні і розміщенні глибинних джерел вендського трапового



магматизму провідна роль належала регіональним розломам діагональної системи, геодинамічні характеристики яких визначалися поєднанням зсувних і шарнірних напруг [79].

На подільському виступі УЩ зміну північно-східного плану проявів трапового магматизму північно-західним В.А. Великанов та Л.В. Коренчук [19] пов'язують з кінцем волинського і початком могилів-подільського часу. Схожі відмінності в плані розміщення різнофаціальних товщ берестовецької світи зафіксовані В.Л. Приходько [49] в районі ЛРГЗ.

*Дослідження міденосності трапів* набули планомірності у 80-х роках минулого століття. Початок планомірних досліджень трапів на мідь поклали геологозйомочні роботи, проведені впродовж 1985–1994 рр. на Волині В.Л. Приходько та ін. [49], Я.О. Косовським та ін. [57] І.С. Гарбузом та ін. [58], а також тематичні роботи, виконані В.В. Матеюком та ін. [177]. За результатами цих робіт були виявлені нові рудопрояви міді (Отчинський, Лугівський, Якушівський, Східний), які приурочені до ЛРГЗ.

За межами ЛРГЗ були виявлені Теклінський і Старочарторійський рудопрояви міді. У Тетерівській і Хмельницькій зонах розломів також зафіксовані прояви самородної міді в бродівській і бабинській світах [204]. Ці факти, встановлення міді поза ЛРГЗ, значно розширили загальні перспективи міденосності території, що відповідає західному схилу УЩ.

Планомірне вивчення розподілу концентрацій самородної міді в стратонах волинської серії нижнього венду дало змогу встановити загальні закономірності їх розміщення у відповідних частинах розрізу волинської серії [49; 57]. Так, в заболотівській світі було вирізнено стратиформний міденосний горизонт 1А, в бабинській – горизонти 2А, 2Б, 2В, в ратнівській – 3А, 3Б. Стало можливим об'єднання мідепроявів з врахуванням їх структурно-тектонічної і стратиграфічної позицій в окремі рудоносні поля і вузли [176], а також виділення двох міденосних



районів – Волинського (у межах ЛРГЗ) і Маневецького (північно-західний схил УЩ). Ці роботи дали змогу виділити першочергові ділянки для постановки пошукових робіт на мідь, які в подальшому проводились починаючи з 1991 р. [182].

**Узагальнення результатів дослідження трапової формації** у 50–80-х роках для території України і Білорусі й вперше виконано З.М. Ушаковою [215]. Нею визначені загальні контури поширення древніх трапів в регіональній структурі південно-західної частини ССП, розглянута будова відомих на той час вулканогенних розривів, дана петрографічна та хімічна характеристика вивержених порід.

Повніші відомості про вулканогенну формацію венду Білорусії приведені в монографії О.С. Махнача, М.В. Веретеннікова та ін. [114]. Узагальнююча характеристика Волино-Подільської частини трапової формації з її ендегенною мінералізацією, з використанням матеріалів геолого-зйомочних, пошукових робіт, а також деяких даних глибокого буріння, проведеного в Львівському палеозойському прогині, міститься в звіті Б.Я. Воловник [83] і у її кандидатській дисертації [26].

Узагальнення із стратиграфії трапової формації в межах України виконано В.А. Велікановим, Е.А. Асєвою, М.А. Федонкіним [18]. Ними проведено структурно-фаціальне районування пізньодокембрійських утворень заходу України, охарактеризовано конкретні розриви венду, в будові яких приймають участь і трапи, виконана їх стратиграфічна кореляція в межах південно-західної частини ССП, розглянуті палеофаціальні і палеоструктурні умови формування.

Районування території південного-заходу ССП попередниками [192; 218] проводилось на основі історико-геологічних принципів, у тому числі й аналізу палеотектонічних структур, розвитку басейнів осадконакопичення й обумовлених цим закономірностей будови верхньодокембрійських розривів досліджуваної території. Були виділені три пізньодокембрійські структури першого порядку: 1) Волино-Поліський авлакоген (прогин); 2) Дністровський перикратон (або Придністровську



зону перикратонних опускань); 3) Передгалицький краєвий прогин. На місці досліджуваної трапової провінції А.Я. Радзівіллом виділялась Передгалицька вулканічна краєва система [192].

Таке районування, основане на виділенні генетично різних, розділених в часі палеотектонічних структур, які існували в пізньому докембрії на платформі, не розкривало в повній мірі особливості геологічної будови і розвитку території досліджень.

Пізніше було запропоноване районування [18; 42; 203; 205] з урахуванням геологічної природи і територіальної самостійності більш дискретних палеотектонічних одиниць. За ним передбачається виділення районів, що відрізняються історією пізньодокембрійського осадконакопиченням, тектонічним режимом, особливостями будови і повнотою розрізу. В основі районування покладені уявлення про самостійність розвитку у рифей-венді окремих мегаблоків – ділянок чохла Волино-Подільської плити, підпорядкованих структурам складчастої кристалічної основи і обмежених конседиментаційними розломами. До таких структур першого порядку належать (з півночі на південь): Волино-Поліський прогин, Північний схил Подільського виступу УКЩ, Подільський виступ УКЩ, Подільсько-Молдовський схил Сарматського дорифейського щита, які відрізняються особливостями будови рифейського і нижньовендського (раньобайкальського) структурно-стратиграфічного комплексу.

При внутрішньому районуванні відзначених палеоструктурних одиниць керувались повнотою і потужністю розрізів тільки однієї волинської серії нижнього венду, особливо її вулканогенної частини (берестовецької світи), у якій знаходяться численні покриви ефузивних і пірокластичних порід, зосереджені на різних стратиграфічних рівнях. Однак, у районуванні нижнього венду структурні елементи нижчого порядку були виділені тільки в межах ВППр (Західна, Центральна його частини та Східне замикання), а інші структури так і не були районовані.





### 1.2.3. Новітній період досліджень трапової формації

У новітній період незалежності України в результаті планомірних вітчизняних геологічних досліджень на території Волині, оснований на бурінні свердловин (ГГК-200, ГГК-50, ГДП-200, ГГЗ-50, пошуків міді та діамантів) та їх наукового супроводу, а також завдяки проведенню тематичних науково-дослідних робіт геологічними службами Білорусі і Польщі, у вивчені нижньовендських трапів регіону та питань їх міденості сталися значні позитивні зрушення.

*Дослідження тектонічної позиції нижньовендських трапів* регіону в новітній період виконувалось з дуалістичних позицій теорії плейт-тектоніки та фіксистської теорії геосинкліналей. N. Bakun-Czubarow, A. Bilowolska, Yu. Fedoryshyn [231; 232] визначають територію поширення вендських трапів як ділянку сполучення Феноскандійсько-Сарматської сутурної зони, на місці якої розвився Волино-Оршанський авлакоген, із сутурою Тейссейре-Торнквіста – рифтом, що був закладений у ранньому венді в результаті розпаду праматерика Родинія між СЄП і Амазонією в зв'язку з розкриттям Торнквістського палеоокеану. Близьких поглядів дотримуються Л.В. Шумлянський, В.О. Шумлянський [228], І.Ф. Кузьменкова. [104], А.А. Носова [162; 166], які обґрунтовують закономірність краєвої позиції вендських трапів в південно-західній частині СЄП і їх утворення у зв'язку з функціонуванням мантійного плюму на пізній стадії розколу праматерика Родинія вздовж зони Тейссейре-Торнквіста та розкриттям палеоокеану Япетус.

Концептуально іншими підходами в поясненні причин і позиції трапового магматизму на досліджуваній околиці СЄП користуються В.Я. Радзівіл, А.Я. Радзівілл [190; 192]. Дані автори розглядають його прояви в рамках Передгалицької вулканічної краєвої системи, поєднаною у геологічному розвитку із сусідньою Галицькою геосинкліналою.

Місце трапової формації у перебігу геологічних подій, що відбулися у байкальській етап розвитку СЄП, трактується на сьогодні також неоднозначно. Одні дослідники пов'язують її з байкальською складчастістю, що призвела до замикання



Галицької геосинклінали і формування Лежайського масиву [18, 42], інші [190; 191; 192] – закладенням в байкальську епоху першої геосинклінали фанерозойського типу.

Оскільки тектонічна позиція нижньовендської трапової формації в структурі пд.зх. частини ССП, еволюція і роль трапового магматизму, що проявився на ній, роль пліумів у тектоно-магматичній активізації платформи залишаються на сьогоднішній день широко обговорюваною темою, то ці питання потребують довивчення в рамках даного монографічного дослідження.

**Новітні стратиграфічні дослідження трапів.** За результатами недавніх геолого-зйомочних робіт [57; 38; 39; 40; 57] та пошуків міді на Волині [182] стала відомою неоднорідність бабинської і ратнівської світ волинської серії. Бабинську світу дисертантом поділено на три породні пачки [38; 38; 182], а у стратиграфічному об'ємі ратнівської світи виділено лучичівська світа та забродівська світа, що включає зорянські та якушівські верстви [141; 161]. Однак, НСК вони затверджені (від 18.09.2008) в ранзі лучичівських, зорянських та якушівських верств ратнівської світи [133]. Крім того, з об'єму ратнівської світи П.П. Крещуком [101], була вичленена іваномислівська груботеригенна товща – погранична між волинською і могилів подільською серіями.

Подальша стратифікація трапів волинської серії особливо актуальною стала у зв'язку з оцінкою виділених стратиграфічних підрозділів на предмет контролю ними мідної мінералізації і зруденіння [142].

З метою внутрішньої стратифікації туфолавової товщі в новітній період стосовно трапів проведено апробацію палеомагнітного і магнітно-мінералогічного методів досліджень [168]. Зроблено висновки, що численні палеомагнітні горизонти фіксують синхронні стратиграфічні рівні вулканітів, в т.ч. і мідь вміщуючих, а також, що виверження трапів в часі відповідають, по крайній мірі, кільком інверсіям магнітного поля.

Останнім часом у вітчизняній літературі з'являються твердження про те, що траповий вулканізм Волині неодноразово поновлювався і проявлявся аж до палеогенового часу [228].



Проведені недавно додаткові датування базальтів і туфів регіону сучасними радіологічними методами [24; 225; 234; 284] знімають всякі сумніви щодо вендського віку верхніх частин розрізу трапової формації.

Співставлення будови і речовинного складу вивержених порід в різновікових стратонах волинської серії і гіпабісальних тілах показало їх вагомі особливості, витримані на значних територіях поширення трапів в Україні, Білорусі і Польщі. Це послужило дисертанту підґрунтям для виділення в складі нижньовендської трапової формації регіону чотирьох різновікових трапових комплексів: західнобузького [127], верхньопріп'ятського [121], брестського і біловезько-подільського [118].

**Палеовулканологічні дослідження трапів регіону в новітній період** отримали продовження в плані визначення структурного контролю проявів трапового вулканізму зонами розривних порушень. В.Л. Приходьком у дисертаційній роботі [185] доводилось, що етапи трапового вулканізму на території за часом їх прояву і розповсюдження вулканітів по латералі підпорядковані періодам тектонічної активізації різноспрямованих глибинних розломів. Періоди активізації розломних структур визначаються тектонічними рухами із зміною режиму стиснення на режим розтягу і, навпаки, які контролювались байкальським тектогенезом. Показано, що потужні товщі ефузивно-пірокластичних порід приурочені до ділянок перетинання розломів, тектонічних вузлів, утворених зчленуванням блоків різної величини і розломів з багаторазовою активізацією. Коефіцієнт експлозивності кожного розрізу залежав від кінематичних умов, які існували в тій чи іншій зоні.

За аналізом потужностей продуктів вулканічної діяльності, розміщення їх у структурах і характером виверження магми В.Л. Приходьком [185] вперше встановлено закономірність розподілу тектонічних рухів у розломних зонах за часом. На першій стадії активізувалися структури крайової зони платформи. Пізніше відбулося зміщення цих рухів усередину платформи з розкриттям розломів північно-західного



простягання і зі зміною характеру виливів трапового вулканізму від тріщинного типу до центрально-пульсуючого з формуванням численних вулканічних осередків.

В будові трапової формації у басейні р. Стир групою дослідників [207] були виділені тектоно-магматичні кільцеві структури (КС) кількох порядків. Передбачається що ці структури мають глибокі "корні" і проявляються на кількох стратиграфічних рівнях. У волинській серії це переважно вулканічні породи різних фацій і субвулканічні тіла різної форми і розміру; у поліській серії та у верхніх частинах кристалічного фундаменту – кореневі субвулканічні тіла. Як зазначається у праці [191, с. 29–30], «... складовими зазначених КС є кільцеві (полігональні) активні пограничні зони і відносно стабільні центральні блоки. В межах кільцевого облямування концентровані численні дайки і штоки, що відповідають магмопровідним каналам, конічні і кільцеві розломи, окремі вулкани центрального типу і моногенні вулкани, жерловини, лавові конуси і вали, екструзивно- та інтрузивно-купольні структури, структури обвалення, локальні відносні підняття поверхні до вулканічних комплексів. Центральні частини цих КС по поверхні кристалічного фундаменту, поліської і волинської серій являють собою загальні пологі депресії, рідше – куполовидні підняття, ускладненні численними підняттями і депресіями більш високого порядку, що іноді групуються в прямолінійні (радіальні) і дугові зони. Тут переважають вулканічні фації проміжних і віддалених зон, серед яких шаруваті туфи і вулканогенно-осадові породи. Розчленованість рельєфу до- і поствулканічних поверхонь центральних частин конкретних КС, ступінь їх переробки магматичними процесами різні, в ряді випадків вона досить значна».

Останніми роками за результатами ГГЗ-50 і ГДП-200 та пошуків міді у Волинському міднорудному районі була підтверджена принципова спроможність палеовулканічних побудов для умов глибокого захоронення трапів під потужним осадовим чохлам. Використання традиційних прийомів (аналіз фацій, потужностей, палеовулканологічних реконструкцій, структурного аналізу) в поєднанні з даними геофізики відкрило



можливості перегляду на новому фактологічному матеріалі [38; 39; 40; 41; 182] палеовулканічних споруд і структур та ділянок найвірогіднішого розташування осередків вулканізму у зв'язку з тектонічними зонами. Однак, значні вулканічні споруди центрального типу [23; 87; 129] і тектоно-магматичні кільцеві структури та згадані вище їх атрибути, які були виділені в басейні р. Стир [207], поки що не знайшли відповідного підтвердження за результатами буріння картувальних та пошукових свердловин [38; 39; 40; 41; 182] і виконаними палеовулканологічними реконструкціями [134; 118; 121; 127]. Зокрема, не були розкриті свердловинами очікувані численні дайки і штоки, що відповідають магмопровідним каналам, конуси вулканів центрального типу, жерловини, кореневі субвулканічні тіла, екструзивно- та інтрузивно-купольні структури та інші складові кільцевих вулкано-тектонічних структур. Окремі КС, що були виділені або підтвердились за результатами ГГЗ-50 і ГДП-200, мають, на погляд дисертанта, суто деформаційну природу. Вони відповідають горст-антиклиналям, куполоподібним структурам і мульдам, накладеним на фанерозойські нашарування осадового чохла, тому до вендського трапового магматизму можуть мати тільки опосередковане відношення, хоч не виключено, що їхня активність почала проявлятися ще в неопротерозої. Це наводить на думку про марність спроб пошуків в заборонених нижньовендських трапах значних за розмірами вулканів центрального типу, адже у трапових виверженнях часто немає чітко вираженого кратера і постійного центру вивержень [210; 272; 281; 284]. Лава виливається з чисельних тріщин, і заливає широкі простори, площею в сотні і тисячі км<sup>2</sup>. За такого підходу доцільно розвивати палеовулканічні побудови [81; 185], націлені на визначення структурного контролю проявів ранньовендського трапового вулканізму достовірними лінійними зонами розривних порушень і блоковою тектонікою.

**Новітні петролого-геохімічні дослідження трапів.** У новітній період значно розширилась географія петрохімічних і геохімічних досліджень трапів, запроваджено літогеохімічне опробування керну всього трапового розрізу, застосовані нові методи аналізів гірських порід і мінералів, визначення вмістів



петрогенних, рідкісних і рідкоземельних елементів та ізотопів радіогенних елементів в базальтах [104; 163; 223; 225; 226] з різних стратиграфічних рівнів трапової формації з метою петрогенетичних побудов.

На основі узагальнення з петрології і геохімії трапів регіону, які базуються в основному на матеріалах їх вивчення на території Білорусі, зроблено висновки, що в мантійному джерелі базальтових магм мали місце два компоненти мантії: плюмовий і літосферний. На основі геохімічних даних І.В. Кузьменковою [104] вибудована наступна еволюційна модель трапового магматизму для Волинсько-Брестської трапової провінції: першими виплавками з мантійного резервуара були магми габродолеритів Волині, потім відбулось виплавлення магм сублужних олівінових базальтів і габро-долеритів, пізніше утворились магми толеїтових базальтів і останніми – пікритів.

Обґрунтування подібних припущень можливе при проведенні петролого-геохімічних досліджень типів порід всієї трапової формації з їх чіткою прив'язкою до зведеного стратиграфічного розрізу, які дозволили б встановити природну послідовність проявів трапового магматизму і розробити цілісну петрохімічну модель еволюції вендського трапового магматизму для всього регіону.

Незважаючи на приуроченість рудопроявів міді саме до трапів, особливості хімізму і петрографії, що впливають на масштаби рудоносності цих утворень, залишаються нез'ясованими. Тому особливої актуальності набув пошук петрохімічних критеріїв міденосності трапів у зв'язку з виявленими автором петрохімічними особливостями продуктів магматизму на їх різних стратиграфічних рівнях [126; 135] і вертикальною петрохімічною зональністю міденосних базальтових покривів [113; 122].

**Новітні мінералогічні дослідження трапів.** За останні роки в мінералогічних дослідженнях трапів Волині досягнуто певних успіхів: на основі сучасних методів мінералогічної діагностики була проведена ідентифікація первинних та вторинних мінералів, визначені їх склад, умови та послідовність утворення [64; 125; 198], вивчено кристаломорфологію



самородної міді [86; 88], встановлено температурний режим формування гідротермальних мінералів [66; 72], запропоновано генетичні моделі мідеутворення [64; 124; 198].

Мінералогічні дані на-сьогодні розпорошені по багатьох виробничих звітах, наукових працях і потребують узагальнення. Актуальним є виділення типоморфних асоціацій гідротермальних мінералів, вивчення морфотипів і мінерального складу мідних руд; оцінка перспективності різних морфотипів мідної мінералізації. Потребують доопрацювання виявлена регіональна [124], на окремих ділянках – і локальна [38; 198] гідротермальна мінералогічна зональність. Особливої актуальності набуло визначення конкретних регіональних і локальних мінералогічних критеріїв міденосності трапів регіону [129].

**Новітні дослідження мідного зруденіння трапів.** В новітній період міденосність трапів вивчалась пошуковими і тематичними роботами по всій території Волинського міднорудного району (додатки Б.1–Б.4). Роботи пошукової стадії [182] виконувались в межах Гірникського і Рафалівського рудних вузлів на ділянках Жиричі, Північно-Ратнівська, Заліси-Шменьки, Ратнівська, Текля, Тельча, Кухотсько-Вольська, Рафалівська — і Велико-Мідська (фактично пробурено 610 свердловин, 91167,6 пог. м), а також у Прип'ятському валі (групова геологічна зйомка масштабу 1: 50 000 [38]).

В останні роки опубліковано декілька спеціалізованих узагальнюючих праць, що безпосередньо стосуються питань мідного зруденіння трапів регіону. Серед них, в першу чергу, відзначимо роботи по прогнозуванню мідного зруденіння в зв'язку з перебудовою структурного плану Волино-Подільської трапової формації [184; 186; 187], та етапності трапового вулканізму в рифей-вендський час, з'ясуванню морфології і кристалогенезу самородної міді [86; 88]. Дисертантом виконана порівняльна характеристика Волинського і Мічіганського міднорудних районів [138; 139], досліджені стратиграфічні [142], мінералогічні [129], петрохімічні [136], палеовулканічні [134], літолого-петрографічні [142] і структурні [41] критерії міденосності трапів і морфотипи мідного зруденіння [131].



Аналізуючи результати вищезгаданих досліджень міденосності трапів, можна вважати, що проведені дослідження загалом виконали задачі використання в прогностичних цілях емпірично встановлених рудоконтролюючих факторів. Однак, питання комплексного підходу у їх використанні залишилось ще до кінця не вирішеним, а зв'язки концентрацій міді з тими чи іншими геологічними об'єктами і процесами в багатьох випадках не були доказані. Зокрема, не виправдало себе використання фактору контролю концентрацій міді осередками виверження та деякі інші.

Практично в контексті мідної проблеми не були в достатній мірі задіяні матеріали про гідротермальні зміни трапів, залишаються недовивченими морфологія тіл мідної мінералізації і морфотипи самородномідного зруденіння. Існує потреба в глибшому співставленні факторів міденосності трапів Волинського та інших міднорудних районів і розробці загальнорегіональної моделі мідного рудогнезу. Потребує уточнення структурно-фаціальне і металогенічне районування трапів, які мають бути виконані на одній фактологічній основі і приведеними у відповідність між собою.

**1.2.4. Задачі подальших досліджень трапової формації Волині.** В результаті геологічних досліджень (ГГК-200, ГГК-50, ГДП-200, ГГЗ-50, пошуків міді, діамантів, розвідці нерудної сировини), основаних на бурінні свердловин, а також тематичних досліджень в останні роки отримано значну кількість нових, але розрізаних даних по нижньовендських трапах пд.-зх. частини СЄП, поширених в межах України, Білорусі та Польщі. На сьогодні виникла необхідність в комплексному та цілісному їх аналізі та інтерпретації з врахуванням сучасних геологічних концепцій [162; 189; 260; 239; 265; 292 ].

На-сьогодні склалася ситуація, за якої близьким у речовинному і віковому відношенні асоціаціям вивержених трапів у сусідніх регіонах присвоєні різні назви і ранги, а кореляції елементів трапової формації і встановлення між ними меж та вікових і генетичних зв'язків потребують перегляду на основі уніфікованої схеми петролого-стратиграфічного розчленування трапів. Створення такої схеми, а також





оптимальне і обґрунтоване розчленування стратифікованих і нестратифікованих трапових утворень на основі нових даних – актуальна задача даного монографічного дослідження.

Багато аспектів широко-проявленого в регіоні трапового магматизму: палеогеодинамічні умови прояву, еволюція в часі і просторі, схожість і відмінності в петрографічному і фаціальному складі його продуктів на різних стратиграфічних рівнях, походження, склад і умови локалізації мідних руд до теперішнього часу не вивчалися або вивчалися фрагментарно.

Актуальності набули подальші дослідження деформаційної структури трапів, гідротермально-метасоматичних змін вулканогенних порід і їх ролі в розміщенні мідного зруденіння

Виходячи з результатів робіт попередників і аналізу питань, що залишилися невирішеними, визначилися наступні основні напрями дослідження міденосних нижньовендських трапів пд.-зх. частини СЄП:

- проведення збору, систематизації та аналізу наявних даних про будову і речовинний склад трапової формації регіону;
- уточнення тектонічної позиції нижньовендської трапової формації в структурі пд.-зх. частини СЄП;
- з'ясування будови дотрапової основи;
- обґрунтувати петрогенетичної неоднорідності вивержених утворень трапової формації та необхідності поділу її на відмінні за складом і будовою магматичні трапові комплекси;
- дослідження особливостей геологічної позиції, речовинного складу, будови і міденосності виділених трапових комплексів;
- подальше стратиграфічне розчленування трапового розрізу, оточення латеральної структурно-фаціальної зональності трапів регіону та ув'язка стратиграфічної схеми нижнього венду Волино- Поділля з аналогічними схемами сусідніх регіонів Білорусі та Польщі;
- реконструкція регіональних і локальних палеовулканічних структур в трапах регіону в умовах їх глибокого захоронення в чохлі платформи;



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

- визначення типоморфних асоціацій гідротермальних мінералів в трапах і їхнього локального та регіонального просторового розподілу;
- вивчення стадійності епігенетичної мінералізації трапів;
- дослідження деформаційної структури трапів регіону у зв'язку з будовою дотрапової основи;
- встановлення закономірностей розміщення в трапах Волині різних типів самородномідної мінералізації та рудопроявів міді;
- розробка комплексу стратиграфічних, структурних, палеовулканічних, петрологічних, мінералогічних факторів локалізації міді в трапах Волині;
- розробка еволюційної моделі трапового магматизму і мідеутворення в пд.-зх. частині СЄП.



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



## **Розділ 2. ОСОБЛИВОСТІ МЕТОДИКИ ДОСЛІДЖЕНЬ ПОХОВАНИХ ТРАПІВ РЕГІОНУ**

Для вирішення поставлених завдань використано комплекс методів геологічних досліджень: 1) геологічне картування похованих вулканогенних утворень для визначення їх контурів і просторової позиції; 2) стратиграфічні дослідження з метою розчленування і кореляції трапових розрізів; 3) палеовулканологічний аналіз, модернізований для реконструкції палеовулканічних споруд в трапах; 4) геолого-структурний аналіз для вивчення деформаційної структури трапів; 5) петрографічні, петрохімічні та ізотопно-геохімічні дослідження для з'ясування особливостей речовинного складу різновікових трапових комплексів та розробки еволюційної моделі трапового магматизму; 6) радіологічні та мікропалеофітологічні дослідження для уточнення віку трапів; 7) мінералогічні дослідження для з'ясування перебігу гідротермально-метасоматичних змін порід та утворення мідних руд; 8) аналіз закономірностей розміщення в трапах рудопроявів міді для виявлення факторів прогнозу і пошукових ознак мідного зруденіння.

Методологія досліджень полягала в комплексному та цілісному аналізі геолого-геофізичних даних по нижньовендських трапах пд.-зх. частини СЄП, поширених в межах України, Білорусі та Польщі і прівняння їх з трапами інших регіонів.

Матеріалами досліджень послужили : 1) дані документації керну і каротажу (гама-, електро-, магнітокаротаж та нейтронно-активаційне зондування на мідь) 1880 свердловин, які розкрили і оконтурили трапи; 2) керн свердловин пробурених у трапах в період з 2000 по 2020 рр.; 3) результати геологічних досліджень в базальтових кар'єрах; 4) карти магнітного і гравітаційного полів та результати профільного сейсмічного зондування території поширення трапів; 5) аналітичні дані (740 силікатних, 4570 напівкількісних спектральних аналізів, 7070 визначень



вмісту міді хімічними методами, 43 аналізи мас-спектрометричним та рентген-флюоресцентним методами, 52 аналізи на визначення вмісту РЗЕ, 17 аналізів на визначення вмістів ізотопів Rb, Sr, Sm, Nd; 56 повних мінералогічних аналізів, 30 визначень мінерального складу рентгеноструктурним та термічним методами, 43 аналізи мінералів мікрорентгеноспектральним методом, близько 500 описів прозорих шліфів, 50 описів аншліфів, 255 визначень фізико-механічних властивостей гірських порід). б) фондові і літературні геолого-геофізичні дані.

**2.1. Вивчення керну свердловин.** Вивчення керну свердловин проводилося у три етапи. На першому етапі безпосередньо на місці буріння свердловин здійснювався колекторський опис керну, в якому виділялися різновиди порід та інтервали їх перетину, ідентифікувались породні пачки, асоціації і стратони. Другий етап включав детальний опис керну після його вертикального розпилювання, яке дозволяє об'єктивніше вирізняти і проводити подальший відбір проб на різні види досліджень, зокрема для оцінки зруденіння. При документації свердловин виконувалась петрографічна (літологічна) характеристика порід кожного шару, за результатами каротажних робіт і візуального вивчення виділялися пласти, міденосні горизонти, відзначався характер контактів видів і різновидів порід, зони загартування, флюїдальність, форми первинної окремоті, зверталася увага на мінеральне виповнення тріщин та мигдалин, проводився відбір проб та взірців. На третьому етапі, після отримання результатів аналітичних досліджень, вносились корективи в документацію кернового матеріалу відповідних свердловин.

Опис гірських порід проводився згідно з Петрографічним кодексом України [178]. При цьому серед ефузивів розрізнялися фанеритові (візуально видимі зерна) і афанітові (візуально зерна не видимі), а також мигдалекам'яні і порфіровидні різновиди базальтів з різноманітними текстурними, структурними і мінералогічними особливостями. Опис вулканокластичних і вулканогенно-осадових порід проводився у відповідності з класифікацією вулканогенних уламкових порід [25] з наступними



деталізаціями. В основі класифікації вулканокластичних порід покладені петрографічні принципи, за якими візуально виділялись пірокластичні алевритові, псамітові, псефітові (лапілієві) і агломератові туфи, а також лавокластичні брекчії з лавовим, туфовим і гідротермальним цементом.

Наявність в розрізі вулканокластитів з ознаками перевідкладення уламкового матеріалу (делювій, пролювій, можливо, лахарові відклади) а також вулканоміктових відкладів розцінювалась як свідчення існування перерви між вулканічними виверженнями, що сприяло розчленуванню складнобудованих ефузивних товщ, в яких відсутні туфові прошарки, на окремі лавові покриви.

Вулканогенно-осадові породи розділялися на вулканокласто-осадові, в яких домінує пірокластична складова, але присутній алотигенний осадовий уламковий матеріал (туфоконгломерати, туфопісковики, тощо) і вулканоміктові, в яких пірокластична обкатана та відсортована (вулканоміктові конгломерати, пісковики тощо).

**2.2. Геологічні дослідження в кар'єрах.** Відслонення нижньовендських трапів вивчалися у кар'єрах з видобутку базальтів на щєбінь і туфів на сорбційну сировину (Полицький, Рафалівський, Івано-Долинський, Берестовецький, Ташківський), якими розкриті різні стратиграфічні рівні трапової формації [146; 151; 161; 188]. Проводилось обстеження та документування стінок кар'єрів по всьому їх периметру і знизу до верху по всіх уступах з метою дослідження внутрішньої будови і речовинного складу базальтових і туфових покривів, опробування порід і виявлення та вивчення розподілу рудної мінералізації. Особлива увага зверталась на вивчення мінералізованих зон дроблення, прожилків, тріщинуватості порід та мінерального складу виповнення порожнин, взаємовідношення базальтів, лавобрекчій і туфів.

**2.3. Глибинне геологічне картування.** Глибинне геологічне картування похованих нижньовендських трапів досліджуваного регіону виконувалось по домезозойській і доверхньовендській поверхнях із застосуванням методики ГГК



[47] і методичних засад палеовулканології [15; 110; 210]. Основні задачі ГГК трапової формації полягали в наступному:

- створення геологічної основи для достовірної оцінки перспектив формації щодо промислових концентрацій міді;
- виявлення і вивчення елементів геологічної будови похованої трапової формації, які контролюють розподіл міді;
- локалізація площ і ділянок для проведення детальних пошукових робіт.

В основу картографічних побудов була покладена спеціалізована база геологічних даних по нижньовендській траповій формації регіону, розроблена в процесі виконання тематичних робіт [41]. до якої увійшли результати аналізу документації і опробування керну свердловин, що розкрили трапові розрізи. Основними інформаційними компонентами бази даних послужили: географічні координати 1880 свердловин і точок профільного сейсмічного зондування території поширення трапів, абсолютні позначки покрівлі і підшви трапової формації, перекриваючі і підстелюючі товщі, потужності стратонів і породних тіл – складових трапового розрізу, наявність в них мідного зруденіння та його морфологічні типи, потужності інтервалів мідного зруденіння, результати опробування зруденілих інтервалів, виповнення пустот і прожилків тими чи іншими гідротермальними мінералами та інші дані.

На територію Волинського міднорудного району була складена геолого-структурна карта трапової формації, закономірностей розміщення і прогнозу рудопроявів міді (масштаб 1:250 000) з візками (додатки Б, В), а на територію поширення трапової формації схеми геологічної будови трапових комплексів.

Картографічні побудови виконувались з використанням ліцензійних комп'ютерних програм: Mapinfo с. NwR 600000081 і Surfer 6.02 WS 44417.

**2.4. Стратиграфічні дослідження.** Стратиграфічні дослідження трапових розрізів базувались на вивченні їх достатньо чіткої природної стратифікації, вираженої в перешаровуваннях зазначених вище різновидів вивержених порід, а також у відмінностях речовинного складу та фізичних



характеристик різних частин трапового розрізу. Позитивним чинником для успішної стратифікації трапів служить латеральна стабільність речовинного складу і фізичних властивостей однотипних породних асоціацій, виділених в стратони, що дозволило виконувати кореляції трапових розрізів, розміщених на відстані за сотні кілометрів [118; 121; 127; 161]. В якості ідентифікаційних і корелятивних ознак в стратиграфічних побудовах використовувались особливості петрографічного складу найменш змінених базальтів центральних частин ефузивних покривів (магнезіальні олівінові базальти, низькотитаністі толейтові базальти, високотитаністі феробазальти) та їхні характерні ознаки на каратажних діаграмах. Окремі покриви високомагнітних базальтів використовувались в ролі магніостратиграфічних реперів [161].

Важливу роль в стратифікації і кореляції трапових розрізів відіграє використання результатів їх магніостратиграфічних досліджень [43–46], що підтверджують правильність стратиграфічних побудов і допомагають встановити синхронність різнотипних продуктів трапового вулканізму по латералі.

**2.5. Геолого-структурний аналіз.** Геолого-структурний аналіз похованих трапових утворень оснований на результатах вивчення просторової позиції первинних структурних форм трапів (туфові і базальтові покриви, інтрузивні тіла і очікувані жерловини, елементи прототектоніки) та вторинних їх деформацій (розломи, ділянки тріщинуватості, штампові брахіскладки, флексури, моноклінали) [118; 121; 127; 161]. Вивчались також колові так звані “осередкові” [27; 83; 179] та тектоно-магматичні [207] структури. Вони розглядаються як прояви тривалої ендегенної активності, що виникли у зв’язку з динамічним впливом на вмисні породи магматичних осередків або розцільнених мас всередині земної кори. Певна кількість цих осередкових структур за розташуванням співпадають із плікативними брахіформами герцинської епохи, тому їх, на погляд автора, доцільно ототожнювати. Домінуючими об’єктами структурного аналізу були розривні порушення в трапах, насамперед зони регіональних глибинних розломів. Являючись



наскрізними структурами коро-мантійної природи, вони в той же час могли бути вивідними каналами для продуктів інтрузивної, вулканічної і гідротермальної діяльності, що звичайно призводить до тісного просторового зв'язку магматичних тіл і постмагматичної, в тому числі рудної, мінералізації з цими розломами.

Вихідним матеріалом для структурних побудов (додатки Б.1–Б.5) служили дані про абсолютні позначки поверхні трапової формації та її складових, характер залягання стратиграфічних меж, положення мінералогічних та стратиграфічних рівнів у свердловинах і на сейсмограмах. Для оконтурення трапових тіл, встановлення їх фаціальних і ерозійних меж, виявлення і стеження розривних структур, крім того, використовувались карти магнітного і гравітаційного поля та дані електророзвідки (методи ЗСБ, ВП-ВЕЗ).

**2.6. Палеовулканологічний аналіз.** Палеовулканологічний аналіз, як самостійний напрям досліджень, обґрунтований І.В. Лучицьким [110]. Ним були визначені задачі і методичні засади палеовулканології – вчення про вулканічну діяльність геологічного минулого. Основні з них – вивчення вулканічних фацій, морфології, рангу і генезису магматичних тіл, вулканічних споруд, тощо і в результаті – палеовулканічні реконструкції (відтворення давніх вулканічних структур, історії вулканічної діяльності, визначення типу вулканічних вивержень, закономірностей розміщення магматичних осередків та інше). Рішення перелічених задач (або хоча б частини з них) в залежності від фактичного матеріалу відкриває можливості встановлення відношення вулканізму (магматизму) до формування корисних копалин, тому особливо актуальне для вивчення міденосності досліджуваних трапів.

Методика палеовулканологічного аналізу трапових комплексів має свої особливості, зумовлені їхньою анізотропною шаруватою будовою і добре вираженою стратифікацією. Це стосується і трапів регіону, де вулканогенні розрізи нижнього венду розчленовані на ряд світ, верств, пачок, покривів. Однак за тривалу історію вивчення їхній палеовулканологічний аналіз ґрунтувався в основному на таких не завжди раціональних





підходах як : а – виділення трапових полів (біля п'ятнадцяти) з різними типами розрізу, в складі яких границі породних асоціацій не є стратиграфічними і синхронними [27; 83; 179]; б – виявлення магматичних осередків у вигляді вулканічних апаратів центрального типу [83] за скупченнями лавокластитів, одночасним зростанням потужності і коефіцієнта експлозивності вулканогенних утворень; в – виділення кільцевих тектономагматичних структур [191; 207] та магмоконтролюючих зон. Тобто, застосовувались методичні засади, які більше придатні для палеовулканологічних реконструкцій в областях субаерального вулканізму – ламінарних та островодужних системах, ніж в трапових провінціях.

Слід зауважити, що виділені з використанням зазначених підходів палеовулканічні споруди серед досліджуваних трапів в практиці геологозйомочних та пошукових робіт рідко знаходять підтвердження при завірці мережею свердловин (див. додатки Б.1–Б.4), тому використані при цьому окремі прийоми палеовулканологічного аналізу заслуговують певної критики і перегляду. По-перше, використання, як показників експлозивних вивержень, наявних у волинській серії туфогенних і лавокластичних утворень при реконструкції вулканів далеко не завжди оправдано. Туфогенні утворення значною мірою є перевідкладеними. Часто до них відносяться літокластичні тефроїди та вулканоміктові туфогенні відклади, серед яких вітрокластичних уламків, тобто власне пірокластички досить мало. Що стосується поширених в трапових розрізах вулканокластичних брекчій, то їх, на наш погляд, також не слід беззастережно трактувати, як прижерлові фації древніх вулканів [207], чи як приповерхневі субвулканічні утворення [206]. Нами було показано [128; 151], що в розрізі і по латералі шари та лінзи вулканокластичних (лавокластичних) брекчій тісно пов'язані з потоками базальтів і самостійних тіл практично не утворюють. Ми розглядаємо їх в якості краєвих субфацій численних базальтових покривів, що формувались в їх покрівлі та підошві синхронно з базальтами в процесі конвеєрного переміщення потоків лави. В той же час, агломератові туфи, як прижерлові фації, в проведених ними реконструкціях осередків виверження відіграють головну роль.



По-друге, існування крупних вулканів центрального типу, тим більше – стратовулканів, в розрізі волинської серії мало ймовірно, позаяк її загальна потужність, при значній площі поширення вулканітів (біля 140 тис. км<sup>2</sup>), в конкретних місцях ніде не перевищує 500 м, а потужність окремих стратонів ще менша. По крайній мірі, за даними буріння свердловин таких палеовулканів в трапах Волині не виявлено. Навпаки, структурними побудовами та стратиграфічними кореляціями встановлено, що однотипні асоціації вулканітів в розрізі мають достатньо чіткі стратиграфічні границі, значне площинне поширення у вигляді покривів пластової форми, а їхній речовинний склад є доволі витриманим по латералі. Все це свідчить, на погляд автора, що вулканізм волинської серії є ареальним (плато-базальтовим), а для нього палеовулкани центрального типу не характерні.

По-третє, овоїдна картина гравімагнітних полів, що розглядаються як доказ існування в регіоні колових тектономагматичних структур [207], в більшості випадків за даними геологічного картування задовільно пояснюється докрейдяним ерозійним зрізом різних магнітостратиграфічних горизонтів трапів в пологих анти- і син формах (додатки Б.1–Б.5). Овоїдні гавімагнітні аномалії глибинної природи також не обов'язково мають бути проявами укорінених раньовендських основних магм, а можуть відображати, за геофізичними моделями, базитові тіла та колові вулкано-тектонічні структури ранньпротерозойського ОМВПП в кристалічному фундаменті, які «просвічують» через чохол ВПП.

На сьогодні склалися необхідні передумови для модернізації палеовулканологічного аналізу трапових утворень досліджуваного регіону і реконструкції вендських вулканічних споруд на засадах прийнятих для покривних вулканічних комплексів [210]. Методика такого аналізу зводиться до наступного:

1. Аналіз даних документації, каратажу і опробування керну свердловин.

2. Виділення в розрізах однорідних породних асоціацій (фацій) вулканітів: лавової, лавокластичної, пірокластичної, вулканогенно-осадової, субвулканічної.



3. Виділення однотипних за речовинним складом і будовою геологічних тіл різного рангу: ефузивних покривів, пачок, верств, світ, силів тощо, та визначення їхньої структурно-стратиграфічної позиції.

5. Аналіз латерального розподілу фацій і потужностей вулканогенних утворень в межах окремих стратонів чи структурно-стратиграфічних рівнів волинської серії.

7. Реконструкція і моделювання різних за рангом палеовулканічних споруд, лавових полів, ймовірних осередків виверження магми та магмоактивних в ранньому венді палеоструктур за аналогією з молодими і новітніми проявами покривного вулканізму на континентах.

8. Відтворення послідовності виверження магматичних продуктів, виділення стадій і фаз трапового магматизму.

В результаті зазначених палеовулканологічних побудов для волинської серії та її окремих структурно-стратиграфічних рівнів автором були створені різномасштабні палеовулканічні карти і схеми, на яких відображені наступні елементи: а – потужності, фації і речовинний склад стратифікованих вулканогенних утворень; б – окремі ефузивні і пірокластичні покриви та інтрузивні субвулканічні тіла; в – фрагменти реконструйованих щитовидних палеовулканічних споруд; г – ймовірні осередки виверження магми; д – ділянки розмиву трапів; е – активні в неопротерозої тектонічні зони; є – прояви міднорудної мінералізації та кількісні показники міденосності трапів, ж – ділянки трапів, перспективні на виявлення покладів міді.

Палеовулканологічні реконструкції в нижньовендських трапах Волино-Поділля виконувались з актуалістичних позицій. При цьому були використані літературні дані про будову та склад трапових і близьких до них покривних вулканічних комплексів молодих епох, поширених в долині р. Колумбія (США) [234; 281; 284], Ефіопії [277], Бразилії [276], Лесото [272], Гавайських островах [216], Індії [266] та інших регіонах світу [260].

**2.7. Дослідження речовинного складу порід.** Для з'ясування особливостей речовинного складу різновікових трапових комплексів та розробки еволюційної моделі трапового магматизму були задіяні результати візуальних, петрографічних, петрохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень гірських порід



з різних структурно-стратиграфічних рівнів трапового розрізу. Петрологічна типізація гірських порід і їх асоціацій виконувалась згідно чинної номенклатури і класифікації вивержених порід [89; 90; 178]. Для цього вибирались породи найменш змінені гідротермально-метасоматичними процесами. Поряд з визначеннями валого вмісту петрогенних компонентів, розсіяних і рідкоземельних елементів використовувались мікрозондові дослідження хімічного складу породоутворюючих мінералів (плагіоклазу, піроксенів, палагоніту та рудних мінералів) та визначення вмістів ізотопів Rb, Sr, Sm, Nd. При опрацюванні великої кількості аналітичних даних застосовувались методи математичної статистики. Розрахунок нормативного мінерального складу порід

**2.8. Вивчення гідротермально-метасоматичних змін порід.** Гідротермально-метасоматичні зміни в породах волінської серії фіксувались за наступними ознаками: а) заміщенням первинних мінералів і мезостазису вивержених порід вторинними мінеральними агрегатами; б) виповненням пустот вторинними мінералами; в) порівнянням валового хімічного складу відносно свіжих і змінених вивержених порід. Основними напрямками мінералогічних досліджень були вибрані: 1) визначення типоморфних асоціацій гідротермальних мінералів [124; 129]; 2) вивчення гідротермальної мінералогічної зональності [113; 124; 198]; 3) вивчення мінерального складу і морфотипів мідних руд [131]; 4) геометризація самородномідної мінералізації, 5) дослідження послідовності утворення епігенетичних мінералів.

**2.9. Аналіз закономірностей розміщення в трапах мідного зруденіння.** Аналіз закономірностей розміщення мідного зруденіння в трапах був націлений на з'ясування зв'язків концентрацій міді з відповідними складовими трапової формації, геологічними процесами і явищами. На основі виявлених закономірностей визначались фактори локалізації в трапах міді, а серед них – прогностні критерії першого роду (стратиграфічні, петрографічні, мінералогічні структурно-тектонічні) та другого роду (палеовулканологічні, палеотектонічні).

При розробці стратиграфічних критеріїв міденості трапів [142] перевірялась думка, що ймовірність знаходження у



розрізі волинської серії підвищених вмістів міді обумовлена, в першу чергу, наявністю у ньому потужних базальтових покривів, які займають певну стратиграфічну позицію.

Вибір структурних критеріїв обґрунтовувався приуроченістю рудопроявів міді до тих чи інших деформаційних структур [177; 186]. При цьому приймалось до уваги що, зруденіння в багатьох (якщо не в більшості) випадках локалізується не в осьових частинах тектонічних зон та розломів, а на їх флангах. З цієї позиції цілком зрозумілими стають підвищені вимоги до правомірності і достовірності виділення перетинаючих, опірюючих їх розривних порушень більш високого порядку і взагалі до розшифровки внутрішньої будови виділених блоків (визначення зони впливу, морфогенетична характеристика того чи іншого порушення тощо).

Палеовулканологічні критерії базуються на контролі міденості трапів регіональними та локальними палеовулканічними структурами, вивченні співвідношень між відповідними тілами трапів, ймовірних осередків виверження і акумуляції лав і проявами міді [118; 121; 127; 161; 177].

Важливою передумовою міденості трапових комплексів є їхня первинна металогенічна спеціалізація. Виявлення і обґрунтування останньої виконувалось співставленням статистичних кількісних показників міденості зруденілих і не зруденілих частин трапових комплексів [131; 142; 177] встановлених в результаті вивчення і опробування керну численних свердловин.

Виявлення мінералогічного контролю мідного зруденіння забезпечувалось вивченням регіональної і локальної гідротермальної мінералогічної зональності [124], а також пошуком парагенетичних зв'язків виділень самородної міді з іншими мінералами трапів [129].

Важливою складовою частиною комплексного аналізу міденості досліджуваних трапів і обґрунтування їх перспективності стало порівняння геологічних умов Волинського міднорудного району з Мічиганським [138], в якому відомі крупні родовища самородної міді близького генетично-формаційного типу.



## Розділ 3. ЗАГАЛЬНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ НИЖНЬОВЕНДСЬКОЇ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СЄП

### 3.1. Тектонічна позиція трапової формації

Тектонічна позиція нижньовендської трапової формації в структурі СЄП визначається її розміщенням вздовж південно-західного краю платформи в області сполучення двох її основних мегаблоків – протократонів Сарматія (на півдні) і Феноскандія (на півночі) (рис. 3.1) Дана область в структурі кристалічного фундаменту СЄП припадає на ВДМТЗ, яка успадковується рифейським Волино ВОА. Центральна частина ареалу трапового магматизму успадковує ці структури. Вона підстеляється корою і літосферою зменшеної потужності [36], що характерно для синекліз і перикратонних прогинів.

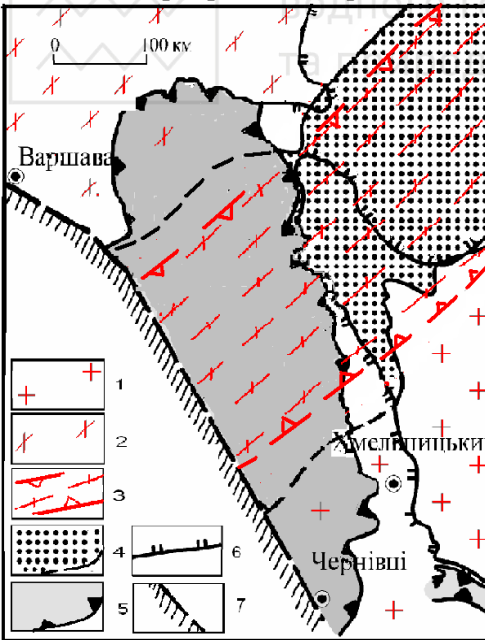


Рис. 3.1. Схема співвідношення нижньовендської трапової формації з основними донижньовендськими структурними елементами пд.-зх. частини СЄП: 1–3 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент (1 – Сарматський, 2 – Феноскандійський протократони; 3 – ВДМТЗ); 4 – олігоміктові теригенні відклади польської серії середнього-верхнього рифею і контур ВОА; 5 – контур нижньовендських трапів; 6 – східний контур поширення волинської серії; 7 – зона Т-Т



Загальний ареал поширення нижньовендської трапової формації витягнутий паралельно південно-західному краю платформи і займає січне положення відносно всіх сформованих в цьому районі до початку трапоутворення геолого-структурних комплексів кристалічного фундаменту і мезо-неопротерозойського осадового чохла, що мають переважно північно-східне простягання. (рис. 3.1).

Ареал поширення трапової формації утворює найбільшу в межах СЄП магматичну провінцію, яка займає значну територію в межах сходу Польщі, південного заходу Білорусі, північного заходу України (Волинь і Поділля), у вигляді вузького «язика» заходить в межі Молдовського Придністров'я (рис. 3.2), протягуючись з пн. – пн.-зх. на пд. – пд.-сх. майже на 800 км при ширині в центральній частині близько 300 км.

Спільна площа поширення лише ефузивних і гіпабісальних порід сягає близько 140 тис. км<sup>2</sup>. А разом із зоною сучасного поширення пірокластичних порід (туфів, туфитів), яка облямовує цей ареал з півночі, сходу і півдня, вона складає близько 200 тис. км<sup>2</sup> [12; 215]. Така площа перевищує розміри (близько 100 тис. км<sup>2</sup>), які вважаються достатніми для виділення крупних магматичних провінцій [245]. Ще ширше розповсюджені, синхронні цим вулканітам, туфогенно-осадові відклади нижнього венду, які займають близько 70% території Білорусі, значні площі на заході України, а також заходять в західні області Росії, аж до центральної частини Московської синеклізи, північного схилу Воронежської антиклізи і Рязано-Саратовського прогину (рис. 3.2).

Згідно з тектонічним районуванням заходу СЄП [50; 102; 205; 218], в сучасній тектонічній структурі регіону досліджувана трапова формація поширена в межах Волино-Подільської плити і Підлясько-Брестської западини. Вона співвідноситься із наступними основними структурними елементами, що мають вплив на гіпсометрію її поверхні: південний схил Білоруської антиклізи, східна і центральна частини Підлясько-Брестської западини, Поліська сідловина, Волинське палеозойське підняття (Ковельський виступ), Волино-Подільська монокліналь, Львівська палеозойська западина, Розтоцька зона, Подільський виступ УЩ (рис. 3.3).

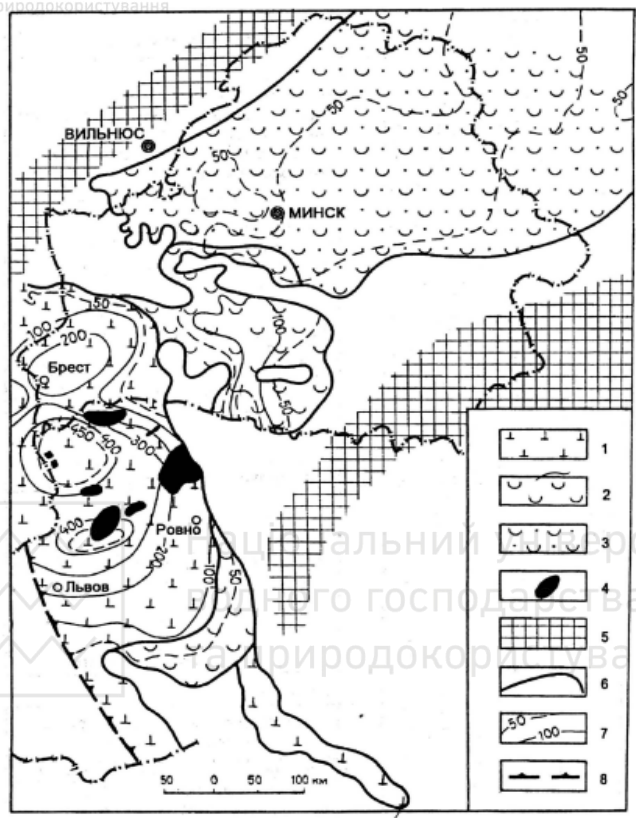


Рис. 3.2. Поширення вулканітів волинської серії нижнього венду в західній частині ССП (за М.В. Веретенниковим та ін. [22]): 1 – область поширення ефузивних і трапів, 2 – те ж переважно пірокластичних порід (туфів і туфитів), 3 – те ж переважно туфогенно-осадових і осадових відкладів, 4 – райони прояву інтрузивного трапового магматизму, 5 – області зносу теригенного матеріалу, 6 – межа сучасного поширення вулканогенних і вулканогенно-осадових утворень, 7 – ізопахіти, 8 – південно-західна межа ССП

В гіпсометрії поверхні трапової формації (див. рис. 3.3) добре виражено Волинське палеозойське підняття [221]. Що стосується Поліської сідловини, Північноукраїнської горстової зони [51] та Ковельського виступу, то зображення цих структур на Тектонічній карті України [205], як і тектонічне районування





всієї північно-західної частини ВПП, порушує традиційні підходи [42; 197; 221] і не враховує результатів ГДП-200 та ГГЗ-50, які виконувались на даній території останнім часом [38; 39; 40; 57].

Спираючись на ці результати, на схемі розміщення трапової формації в сучасній тектонічній структурі пд.-зх. частини СЄП (рис. 3.3) Лукувсько-Ратнівську (Північноукраїнську) горстову зону і Ковельський виступ розглянуто в складі Волинського палеозойського підняття – структури одного порядку з Підлясько-Брестською западиною і Львівським палеозойським прогином, які розділяються цим підняттям. Поліську сідловину віднесено на її традиційне місце між Підлясько-Брестською і Прип'ятською западинами, як структуру, яка ділить, до того ж, рифейський Волино-Оршанський авлакоген на два локальні прогини: Волино-Поліський і Оршанський.

Західна околиця СЄП та східна частина ЗЄП мають спільний мезозойський платформний чохол, тому проведення межі між ними залишається проблематичним. Одні геологи [218; 219; 264] межею СЄП і ЗЄП вважають фронт каледонської складчастості. За такого підходу зона Т-Т співпадає з Датсько-Польською борозною та фронтальним насупом каледонід Рава-Руської зони на Львівський палеозойський прогин та Кагул-Ізмаїльським насупом в структурі Північної Добруджі. Інші [62; 102; 116; 205] межу СЄП і ЗЄП (в межах України) проводять по Белз-Балучинському і Рогатинському розломах. При цьому Розтоцька зона, а разом з нею і трапи волинської серії та типові відклади інших серій чохла СЄП, відноситься до ЗЄП.

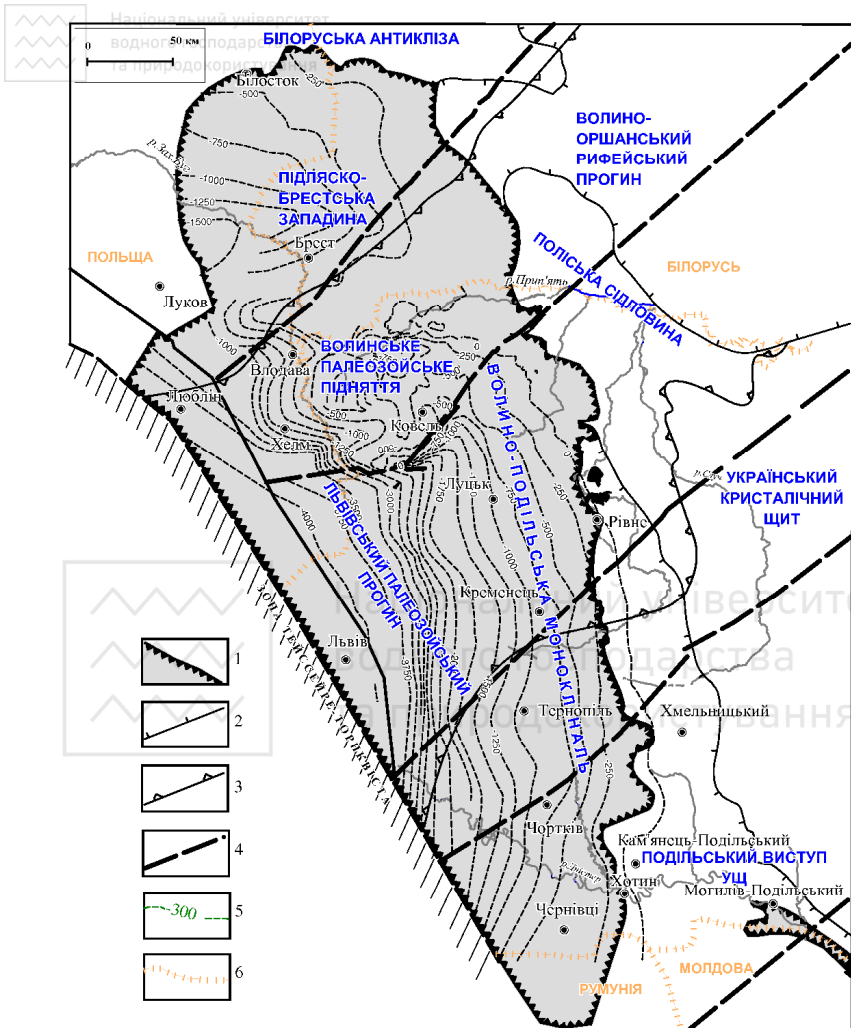


Рис. 3.3. Схема розміщення нижньовендських трапів в структурі пд.-зх. частини СЄП:

1 – межа сучасного поширення нижньовендських трапів; 2 – межа сучасного поширення волинської серії нижнього венду; 3 – межа сучасного поширення польської серії середнього верхнього рифею; 4 – розломи, найкраще виражені в деформаційній структурі трапової формації; 5 – ізогіпси поверхні трапової формації; 6 – державні кордони

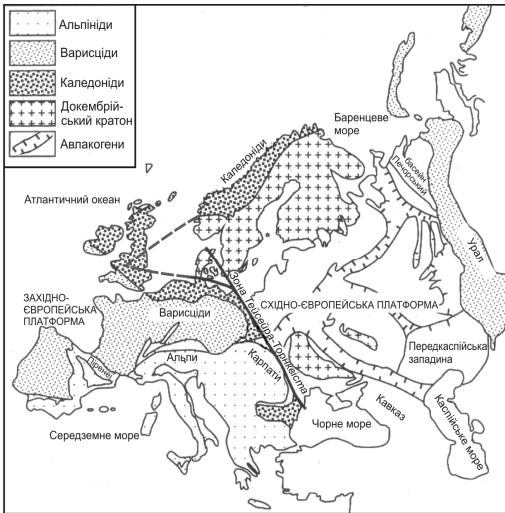
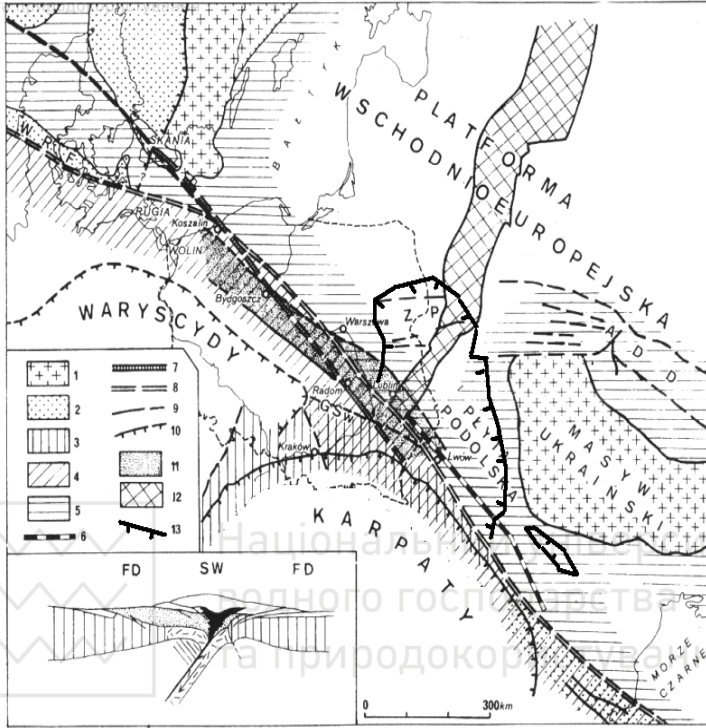


Рис. 3.4. Зона Тейссейре-Торнквіста на тлі головних тектонічних структур Європи (наводиться за W. Pozaryski, H. Tomczyk [278]);

- 1 – додальсландські утворення; 2 – дальсландські відклади; 3 – кадоміди; 4 – нерозчленовані каледоніди; 5 – осадові відклади СЕП (нижній палеозой на території Скони і Данії); 6 – лінія Berdo-Narol (Teisseyre, 1921); 7 – лінія Торнквіста (Tornquist, 1908, 1910); 8 – фронт каледонських



деформацій (Brochwicz-Lewinski et al., 1981); 9 – інші головні розломи;  
10 – фронт орогенних поясів; 11 – трог в поверхні Мохо (за Guterch, 1977);  
12 – Волино-Оршанський авлакоген; 13 – контур нижньовендської трапової  
формації (авт.). На врізці: оглядова тектонічна схема Європи (з використанням  
матеріалів Lamarche J. et al. [264])

Проте існують докази продовження докембрійського фундаменту платформи на глибині та на південний захід від Рава-Руського насуву каледонід. Тому окремі науковці вважають, що первинні контури давньої платформи були ширшими, ніж ті, що вимальовуються на поверхні, де край ССП перекритий насувами пізньопротерозойських і палеозойських складчастих споруд. Автор представленої роботи дотримується думки [264; 291], що північно-східним обмеженням зони Т-Т слід вважати фронт каледонських структурно-формаційних комплексів (змішувач Рава-Руського розлому та ін.), насунутих на край ССП.

Ймовірні одновікові латеральні аналоги вулканітів досліджуваної нижньовендської трапової формації відомі і південно-західніше зони Т-Т (поза межами ССП). У Свентокшиських горах під кембрійськими відкладами виявлені філіти, а в Добруджі – «зелені сланці» з пластами діабазових порфіритів і їх туфів, абсолютний вік яких 610–590 млн років [291], що близько до абсолютного віку вулканічних утворень волинської серії. Подібні породні асоціації характерні для зеленосланцьових поясів інших фанерозойських складчастих систем, зокрема герцинід Зеравшано-Гісарської зони Південного Тянь-Шаню, в основі розрізу яких поширені численні пластові тіла метабазальтів вендського віку (горіфська і ягнобська серії), що трактуються як релікти кори океанічного типу в акреційній призмі [143]. Зазначене може бути свідченням того, що в ранньому венді поруч з траповою провінцією пд.-зх. частини ССП міг існувати басейн геосинклінального Галицька геосинкліналь [219], або океанічного (палеоокеан Япетус, море Торнквіста [228; 233]) типу з розповсюдженими продуктами базальтового магматизму.



### 3.2. Будова дотрапової основи

Південно-західна околиця СЄП, в межах якої розташована досліджувана трапова провінція, характеризується відносно складною будовою літосфери і земної кори [29; 36]. Західна частина провінції розташована над крупним градієнтним рівнем в потужності літосфери (перепад від 200 до 160 км) (рис. 3.5), що відповідає південно-західному краю СЄП, а східна і центральна частини – над субмеридіональною Балтійсько-Українською смугою підняття покрівлі астеносфери (180–200 км), яка існувала ще в рифейський час [30; 203].

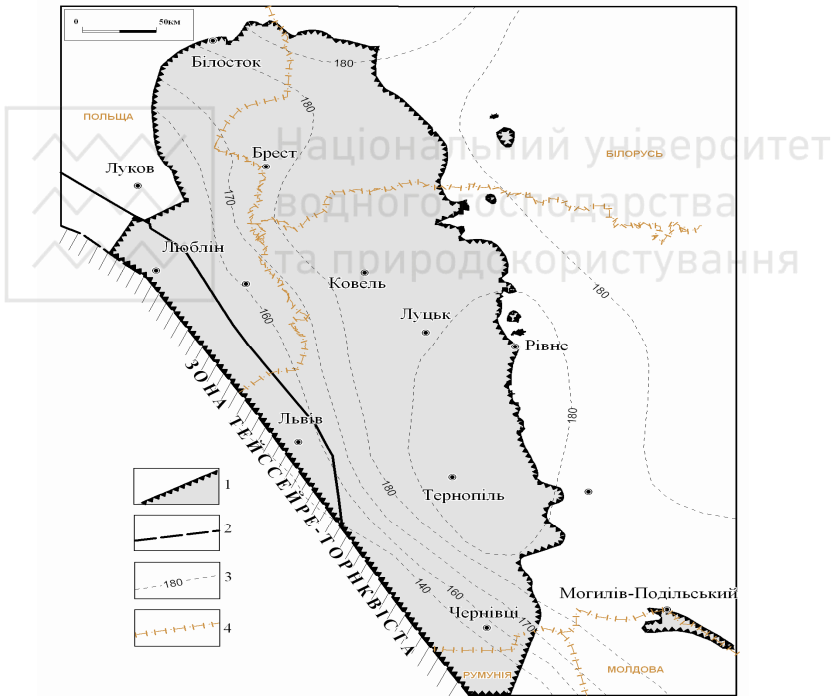


Рис. 3.5. Схема розподілу потужності літосфери в пд.-зх. частині СЄП за [36]:  
1 – межа поширення трапів нижнього венду; 2 – розломні межі СЄП;  
3 – ізопахіти літосфери, км; 4 – державний кордон



У меншій мірі варіації в потужності літосфери проявляються у зв'язку з нижньовендською траповою формацією: південна і північна її частини підстеляються потужною літосферою (190–200 км під Білоруською антиклизією і 190 км – під Подільським виступом УКЩ), а в центральній частині провінції (Підлясько-Брестська і Волино-Поліська западини) її потужність знижується до 180 – 160 км (рис. 3.6). Для земної кори в межах ореолу поширення нижньовендських трапів встановлюється пряме співвідношення: потужна літосфера – потужна кора. На півночі і півдні трапової провінції її потужність складає 52–56 км, в центральній частині 46–48 км (рис. 3.6). Виразні мінімуми (46–47 км) фіксуються під східною частиною Підлясько-Брестської западини і в зоні Луцького розлому.

Зазначені зменшення потужності земної кори і літосфери характерні для синекліз і перикратонних прогинів.

На початку 90-х років була запропонована і до сих пір функціонує концепція про трьохсегментну будову СЄП, яка включає Феноскандію, Сарматію і Волго-Уралію [2; 6; 36]. Ці сегменти платформи до часу 2100–2000 млн років за палеомагнітними даними мали різне географічне положення і були роз'єднані басейном з океанічною корою. З 2000 до 1850 млн років відбувалася субдукція океанічної кори під північно-західну околицю Сарматії, на якій в цей час активно проявлявся магматизм в Осницько Мікашевицькому вулканоплутонічному поясі (ОМВПП). До цього ж часу (1850 млн років) сформувалася континентальна кора східної частини Феноскандії. В період 1850–1700 млн років субдукція завершилася і змінилася колізією континентальних сегментів Феноскандії і Сарматії, на місці стику яких сформувалася ЦБШЗ [36 та ін.].

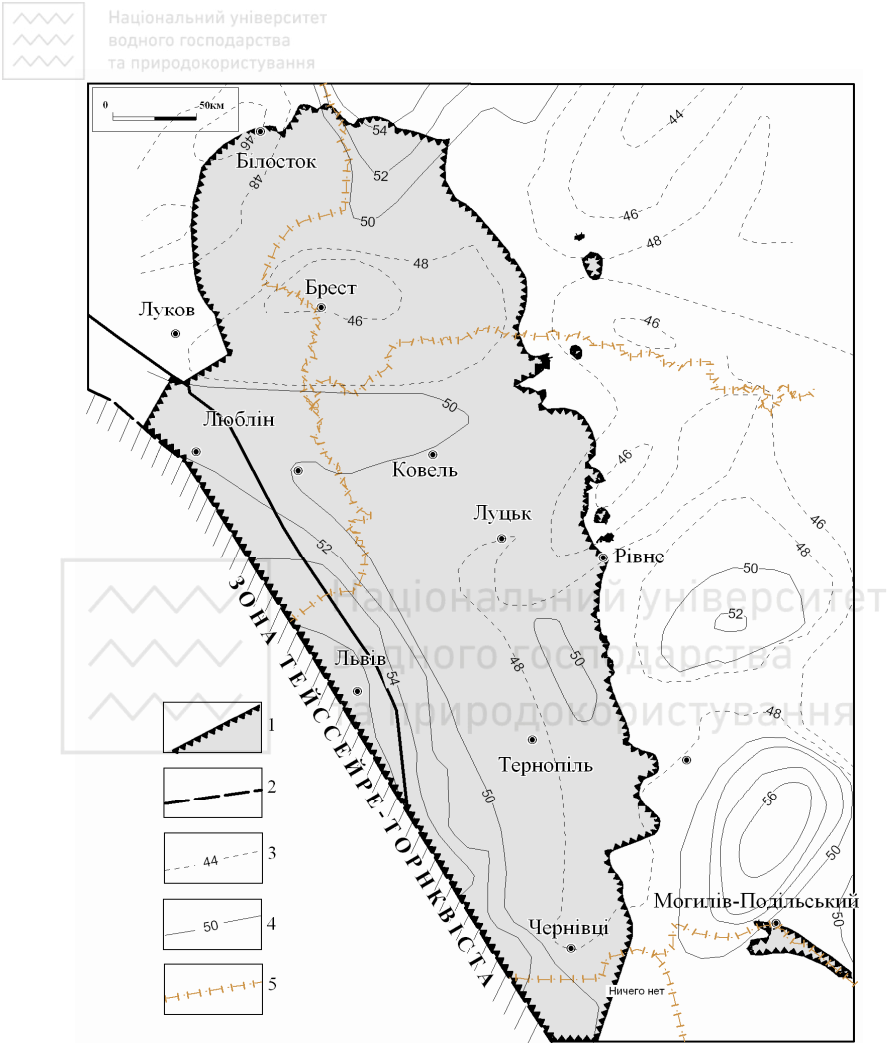


Рис. 3.6. Схема розподілу потужності земної кори в пд.-зх. частині СЄП за [36]:  
 1 – межа поширення трапів нижнього венду; 2 – розломні межі СЄП;  
 3–4 – ізопахіти земної кори: 3 – менше 50 км, 4 – понад 50 км;  
 5 – державний кордон

Будова дотрапової основи пд.-зх. частини СЄП характеризується її структурно-геологічною мінливістю поперек простягання трапової формації [79; 80; 81]. Нижньовендські



трапи у пн.-зх. і пд.-сх. частинах ареалу свого поширення залягають на архейсько-нижньопротерозойських кристалічних комплексах, відповідно Феноскандійського та Сарматського протократонів. В центральній частині ареалу трапи покривають середньо-верхньорифейську олігоміктову поліську серію [195] потужністю до 800–900м, яка виповнює авлакогенний ВППр, розміщений своєю центральною частиною над ОМВПП, що разом з ЦБШЗ складають ВДМТЗ в дорифейському кристалічному фундаменті (див. рис. 3.1). На значній площі між рифейськими теригенними відкладами і нижньовендськими трапами знаходяться останці тілітоподібних відкладів бродівської світи і продукти їх ймовірного перемиву – кластогенно-теригенна горбашівська світа нижнього венду.

*Архейсько-ранньодокембрійський кристалічний фундамент* в межах пд.-зх. частини СЄП має складну будову і різну глибину залягання поверхні. На сході регіону він практично виходить на поверхню УКЩ, а в пд.-зх. напрямі з різною інтенсивністю занурюється до зони Т-Т: у Підлясько-Брестській западині від -0,5 до -2 км, у Волино-Подільській монокліналі – від 0 до -4,5 км, а у Люблінсько-Львівській западині – до -5 і -10 км [203].

У будові фундаменту пд.-зх. частини СЄП з півночі на південь за [2; 6; 36; 205; 31] виділяються наступні геоструктурні зони та блоки, що підстеляють нижньовендські трапи (рис. 3.7): I – Східно-Литовська (Інчукалнська) гранітогнейсова зона, складена магматизованими біотитовими і амфібол-біотитовими гнейсами (AR-PR<sub>1</sub>) амфіболіт-гнейсового комплексу; II – Білорусько-Прибалтійський гранулітовий пояс (БПГП) складається з кулісно витягнутих в північно-східному напрямку гранулітових блоків, складених породами метабазит-гранулітового комплексу і продуктами їх ультраметаморфізму – гранітоїдами ендербіт-чарнокітового ряду (AR<sub>1</sub>-PR<sub>1</sub>), які облямовані зонами в різній мірі гранітизованих бластомілонітів (AR<sub>2</sub>-PR<sub>1</sub>); III – ЦБШЗ, складена породами амфіболіт-гнейсового комплексу (AR-PR<sub>1</sub>), серед яких ланцюжком паралельно домінуючим крутопадаючим розломам пн.-сх. простягання розташовані гранітоїдні масиви і граніто-гнейсові куполи (PR<sub>1</sub>);



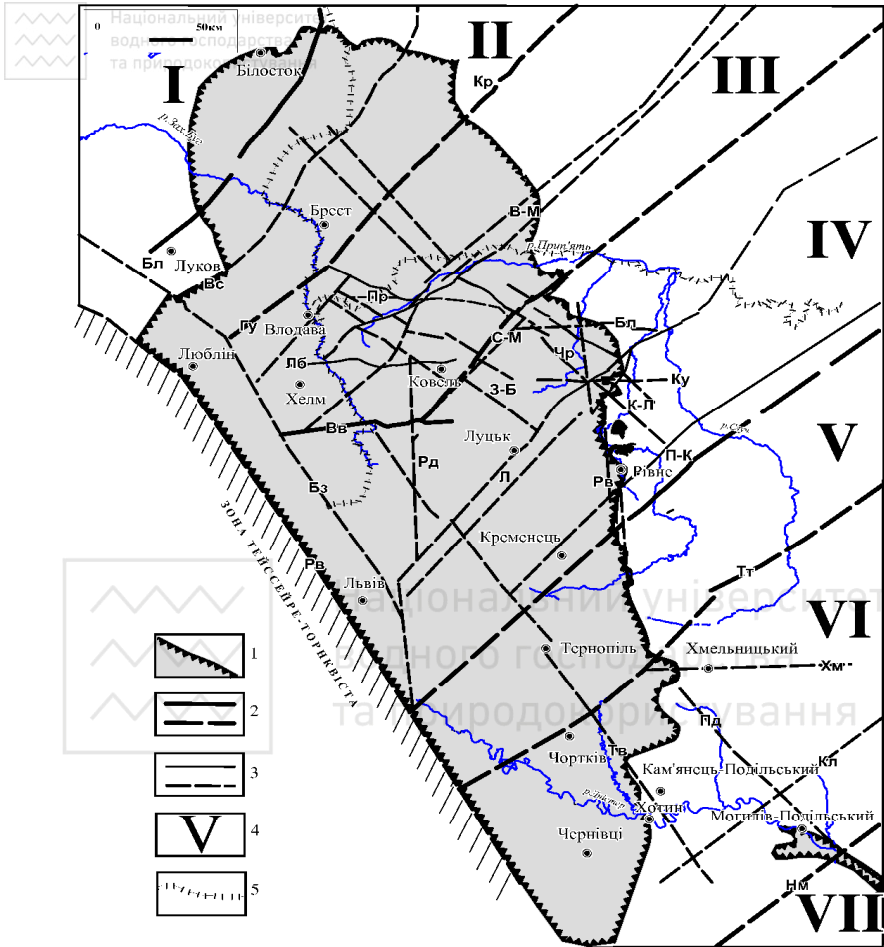


Рис. 3.7. Схема структурного районування і глибинних розломів кристалічного фундаменту південно-західної частини СЄП в області поширення нижньовендської трапової формації:

1 – межа поширення нижньовендської трапової формації; 2–3 – тектонічні зони (В-М – Вижівсько-Мінська, М – Мідновська, С-М – Стоходсько-Могилівська, К-Л – Костопільсько-Лишнівська, З-Б – Заболотівсько-Бузька, Л – Луцька, П-К – Пержано-Кременецька) і розломи (Бл – Білостоцький, Вс – Високовський, Гу – Halin Uskok, Кр – Корелицький, Рв – Рава-Руський, Бз – Белз-Балучинський, Пр – Південноратнівський, Бл – Бельський, Вв – Володимир-Волинський, Лб – Любомльський, Чр – Чарторийський, Ку – Куликовицький, Рд – Радехівський, Рв – Рівненський, Тт – Тетерівський, Тл – Товтровий, Хм – Хмельницький, Кл – Калинівський, Нм – Немирівський,



- Пд – Подільський); 2 – міжгеоблокові, 3 – інші (достовірні і ймовірні);  
4 – геоструктурні зони і блоки кристалічного фундаменту: I – Східно-Литовська зона, II – Білорусько-Прибалтійський гранулітовий пояс,  
III – Центральнобілоруська шовна зона, IV – Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс, V – Новоград-Волинський блок, VI – Подільський блок, VII – Гайворонський блок); 5 – державні кордони

IV – ОМВПП займає дискордантне пн.-сх. положення відносно інших структур УКЩ і складений гранітоїдами діорит-гранодіорит-гранітної формації, у меншій мірі гранітами кварц-сієніт-гранітної і ріоліт-аляскітової формацій, що проривають і гранітизують вулканічні породи метабазит-ліпаритової та лептової формації кислого складу (PR<sub>1</sub>) і породи сланцево-амфіболіт-плагіогнейсового комплексу (PR<sub>1</sub>). Пояс обмежений круто падаючими на південний схід глибинними розломами: Стоходсько-Могилівським – на пн.-зх. і Кременецько-Суцано-Пержанським – на пд.-сх. і ускладнений низкою паралельних до них розломів (Луцький, Маневицький і ін.); V – Новоград-Волинський блок Волинського мегаблоку, складений тикицьким амфіболіт-гранітовим (AR<sub>1</sub><sup>2</sup>-PR<sub>1</sub>) та тетерівським гнейсово-сланцевим (PR<sub>1</sub>) структурно-формаційними комплексами, що прорвані масивами гранітоїдів діорит-гранодіорит-гранітної формації (PR<sub>1</sub>); VI-VII – Подільський і Гайворонський блоки Дністровсько-Бузького мегаблоку, складені гранулітовими і грануліт-діафторит-гранітовими плутоно-метаморфічними комплексами, що включають кінцигітову, гнейсо-ендербітову, гнейсо-лейкогранітову і кондалітову асоціації (AR<sub>1</sub>-PR<sub>1</sub>). Південно-східною межею Подільського блоку є Немирівський (Калинівський) розлом. Спільне орієнтування складчастих структур блоку мозаїчне північно-західне.

Продовження зазначених геоструктурних зон та блоків у пд.-зх. напрямі на ділянках глибокого залягання фундаменту в межах Волино-Подільської монокліналі і Львівського палеозойського прогину є умовним. У зв'язку з низькою достовірністю інформації про фундамент цих ділянок, його геотектонічне районування на сучасній тектонічній карті України [205] не наведено.



*Виступи кристалічного фундаменту на домезозойську поверхню в межах ореалу поширення нижньовендської трапової формації відомі лише у осьовій частині Прип'ятського валу – ЛРГЗ. В Ратнівському і Хотиславському виступах фундаменту нами [38; 39] виділені наступні підрозділи ранньопротерозойського віку: гнейсова товща – PR<sup>1-2</sup><sub>1gn</sub>; гірницька асоціація метагабро та габро-амфіболітів – v-vam PR<sub>1</sub> gr; комаровська асоціація гнейсовидних гранітоїдів – qm-γδ-γ-lγ-m PR<sub>1</sub>km (гнейсовидні і порфіробластичні кварцові монзоніти, гранодіоріти, граніти, лейкограніти, мігматити; дайкова асоціація мікрогабро – vβ PR<sub>1</sub>mg.*

Абсолютний вік гнейсів, визначений прямим термоіонним методом, коливається в межах 1,90–1,92 млрд років. Породи асоціації гнейсовидних гранітоїдів мають визначені по цирконах прямим термоіонним методом значення абсолютного віку, які коливаються в межах 1540–1890 млн років [49].

В гнейсах, окрім біотиту, в акцесорних кількостях зустрічаються ставроліт, амфіболи, епідот, гранати, які можна розглядати як індикатори регіонального метаморфізму середнього тиску в умовах амфіболітової та епідот-амфіболітової фацій. Накладений на породи гнейсової пачки та на інші кристалічні утворення фундаменту, в тому числі на гнейсовидні гранітоїди, інтенсивний катаклаз, який супроводжується епідотизацією і хлоритизацією порід, свідчать про їх діафторез і значну деформованість.

Гнейсова товща і гірницька асоціація габро та габро-амфіболітів розглядається нами як ймовірні складові амфіболіто-гнейсового комплексу, а комаровська асоціація гнейсовидних гранітоїдів – як аналоги бобовнянського та вигонівського комплексів ЦБШЗ [36] південно-східного простягання, на продовжені якої знаходяться охарактеризовані виступи кристалічного фундаменту (рис. 3.4). Допускається, що аналогічний фундамент може знаходитись в основі всього Волинського палеозойського підняття.

*Поліська серія – R<sub>2-3</sub> pl.* У центральній частині ареалу поширення нижньовендських трапів безпосередньо на кристалічному фундаменті з кутовим та стратиграфічним



неузгодженнями залягають відклади катаплатформного чохла – червоноколірні теригенні світи поліської серії середнього-верхнього рифею (знизу догори): ромейківська –  $R_2 rm$ , полицька –  $R_{2-3} pc$ , жобринська –  $R_3 žb$ , які виповнюють ВППр на продовжені ВОА. Дані відклади є базальними в чохлі Волино-Подільської плити і виповнюють ВППр. Їх потужність поступово збільшується від бортів палеопрогину до центральної частини, де, в межах аркуша М-35-VIII, сягає 800–900 м.

Що стосується поширення зазначених стратонів поліської серії в чохлі Волино-Подільської плити, то, як видно з аналізу геологічних карт домезозойських утворень м-бу 1:200 000 аркушів М-35-I, II, III, УІІІ, ІХ, ХУ, від центру до країв палеопрогину, поряд із зменшенням потужності, спостерігається скорочення повноти розрізу формації за рахунок послідовного виклинювання стратонів жобринської та полицької світ. Скорочення площі поширення цих світ і підсвіт в їх складі від древніх до молодших, спостерігається, навпаки, від країв до центру палеопрогину. Це свідчить, на наш погляд, про його поступове звуження по мірі виповнення теригенними відкладами аж до повного закриття і завершення циклу компенсованого осадконакопичення в пізньому рифеї. Враховуючи наведені закономірності, розглянуту глинисто-пісковикову червоноколірну формацію можна віднести до типу регресивних і прирівняти до внутрішньо-континентальних моласоїдних формацій, характерних для ранньобайкальського етапу розвитку древніх рифтових систем (авлакогенів) СЄП [149].

Поліська серія Б.І. Власовим [24; 42] трактувалась як червоноколірна вулканогенно-теригенна формація. Однак, рідкі домішки попелового матеріалу серед олігоміктових пісковиків, описані згаданим автором у верхній частині серії, самі по собі не дають, на наш погляд, достатньо вагомих підстав для віднесення цієї серії до типу вулканогенно-теригенних формацій. З огляду на сказане, ми розглядаємо поліську серію, слідом за В.Я. Велікановим та ін. [74], як лагунно-континентальну глинисто-пісковикову червоноколірну формацію.

Гіпабісальні сили габро-долеритів, що інтродують поліську серію, за особливостями складу близькі до базальтів верхньої



частини волинської серії і близькі до неї за віком (620–710 млн р. [42]).

Недостатня вивченість поліської серії в ареалі поширення трапів, внаслідок значних глибин її залягання, не дозволяє з достатньою достовірністю охарактеризувати структурний контроль розподілу фацій і потужностей у ВППр структурними елементами кристалічного фундаменту. З впевністю можна лише сказати, що центральна частина даного палеопротину приходить на неогейський ОМВПП, а краї охоплюють еогей-протогейські протократони Феноскандію і Сарматію (рис. 3.1).

*Бродівська світа* в межах поширення досліджуваної трапової формації представлена відкладами покривно-льодовикової формації (тіліти, пісковики, піски, глинисті патуми) потужністю 10–40 м. Вона неузгоджено залягає між поліською і волинською серіями на двох ізольованих ділянках і служить формаційним та стратиграфічним аналогом потужніших (450–500 м) відкладів вільчанської серії нижнього венду Білорусі, широко поширених північно-східніше ареалу нижньовендського трапового магматизму, в Оршанській частині ВОА [36].

Вважається, що Волино-Оршанський авлакоген розвинувся на ранньобайкальському доплитному етапі, успадкувавши територіально ЦБШЗ і ОМВПП [36]. До кінця ранньобайкальського етапу в передвільчанський час територія майбутнього трапового магматизму була денудаційною рівниною реліктовим пониженням ВОА, по якому у вільчанський час рухався один з найбільших льодовиків ранньовендського (лапландського) покривного зледеніння. Волинська частина авлакогену, можливо, внаслідок більшої піднятості території над мантийним діаметром, що зароджувався в області зони Т-Т, була краєвою зоною льодовика [76; 78].

*Горбашивська світа* із стратиграфічною незгідністю залягає на редукованих відкладах поліської серії середнього-верхнього рифею, перекриваючись вулканогенними утвореннями бабинської, ратайчицької та заболотівської світ нижнього венду. Лише на деяких локальних ділянках (східна та південно-східна частини території) її підстеляють теригенні відклади нижньовендської бродівської світи, а за межами ВППр – породи



кристалічного фундаменту (Подільський виступ). Потужність світи коливається від 0,4 в східній (св. 1537) до 77,0 м в центральній частині (св. Луцьк-1) ділянки її поширення. Представлена світа різнозернистими, погано сортованими аркозовими пісками, слабо зцементованими пісковиками, гравелітами з прошарками алевролітів, аргілітоподібних глин з галькою, гравієм та напівобкатаними уламками кварцу, гранітів, кварцитів – континентальними делювіально-пролювіально-алювіальними відкладами, які відносяться до кластогенно-глинисто-піщовикової формації [100].

Накопичення теригенних відкладів горбашівської світи співпало з першими проявами трапового вулканізму, що підтверджується наявністю в їх складі сингенетичного туфового матеріалу (до 10%), туфітів у верхній частині розрізу та незначних за потужністю локальних покривів пікритів і олівінових базальтів [48; 58; 171] (св. св. 5002, 5215, 2465, 2475, 2394, 5359).

### **3.3. Структурно-фаціальна зональність трапової формації**

На сучасному рівні вивченості території поширення нижньовендської волинської серії вбачається необхідність перегляду принципів її районування, яке здійснювалось в рамках ВППр [200; 201] та виділення самостійних структурно-фаціальних зон (СФЗ), а в їх межах – СФП (рис. 3.8). Дані одиниці виділені в тій чи іншій ділянці території досліджень за типами геологічної будови трапової формації. Їх межі проведені за комплексом показників: повнотою і потужністю геологічного розрізу формації; переважанням в розрізі ефузивних, пірокластичних, осадово-пірокластичних чи осадових утворень певного складу; наявністю в неопротерозойському чохлі гіпабісальних силів габро тих чи інших асоціацій; поширенням розглянутих нижче трапових породних комплексів; характером накладених гідротермально-метасоматичних змін і деформацій порід, тощо.

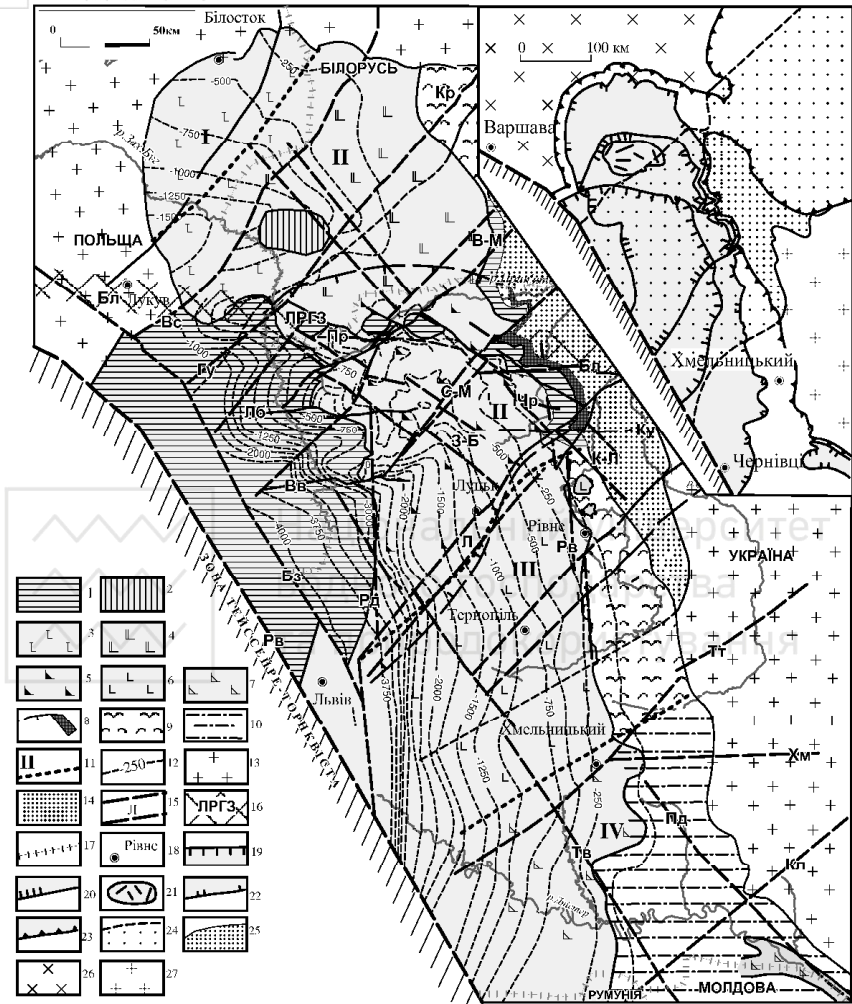


Рис. 3.8. Нижньовендські трапові комплекси південно-західної частини СЄП (докрейдовий і доверхньовендський зрізи). 1–8 – нижньовендські трапові комплекси: 1 – західнобузький та верхньоприп'ятський, 2 – брестський. 3–8 – біловезько-подільський (3 – вишніцька серія, 4 – третя (верхня) ефузивна товща ратайчицької світи, 5 – якушівські верстви забродівської світи, 6 – случька світа, 7 – грушкінська світа, 8 – сили титанистих габро-долеритів хотешівської асоціації та ймовірний контур їх поширення); 9 – осадово-



пірокластичні відклади нижнього венду; 10 – осадові відклади нижнього венду; 11 – СФЗ і їхні межі (I – Біловезька, II – Брестсько-Волинська, III – Волино-Подільська, IV – Подільська); 12 – ізогіпси поверхні трапової формації нижнього венду; 13 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент; 14 – олігоміктові теригенні відклади польської серії (середній-верхній рифей); 15 – межі міжблокових тектонічних зон (В-М – Виживсько-Мінська, М – Мідновська, С-М – Стоходсько-Могилівська, К-Л – Костопільсько-Лишнівська, З-Б – Заболоттівсько-Бузька, Л – Луцька, П-К – Пержано-Кременецька) і розломи (Вс – Високовський, Гу – Halin Uskok, Кр – Корелицький, Пр – Південноратнівський, Бл – Бельський, Вв – Володимир-Волинський, Лб – Любомльський, Чр – Чарторийський, Ку – Куликовицький, Рд – Радехівський, Рв – Рівненський, Шм – Шумський, Тт – Тетерівський, Тл – Товтровий, Хм – Хмельницький, Кл – Калинівський, Нм – Немирівський, Пд – Подільський); 16 – Лукувсько-Ратнівська (Північноукраїнська) горстова зона; 17 – міждержавний кордон; 18 – міста; На врізці: 19–22 – трапові комплекси нижнього венду та контури їх поширення (19 – західнобузький, 20 – верхньоприп'ятський, 21 – брестський, 22 – біловезько-подільський); 23 – контур поширення волинської серії; 24–25 – польська серія середньогорнього рифею у Волино-Оршанському авлакогені та його контур (24 – на домезозойській, 25 – на донижньовендській поверхнях); 26–27 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент (26 – Фенноскандійський, 27 – Сарматський мегаблоки).

З метою відображення зазначених чинників, на схемі районування волинської серії нижнього венду (додаток А) позначені наступні елементи: а) межі та номери структурно-фаціальних зон і підзон; б) колонки опорних свердловин, що характеризують тип і потужність розрізу трапової формації в кожній структурно-фаціальній одиниці; в) границя сучасного розповсюдження волинської серії; г) межа поширення базальтових покривів в розвізі волинської серії; г) ізопакіти волинської серії, та інше.

Таким чином, за типами геологічної будови трапової формації в межах контуру її поширення виділяються наступні поперечні СФЗ (з півночі на південь): Біловезька, Брестсько-Волинська, Волино-Подільська, і Подільська. В трьох останніх за повнотою і потужністю розрізу трапової формації виділяються повздовжні СФП: Західна, Центральна, Східна. Межі СФЗ контролюються окремими міжгеоблокними тектонічними зонами в кристалічному фундаменті, що мають дорифейське закладення і пн.-сх. простягання. До них належать зони





Білостоцького, Горинського, Тетерівського розломів. Межі структурно-фаціальних підзон достатньо чіткого просторового зв'язку з розломами не мають, і тільки місцями паралельні розломним зонам північно-західного простягання (Костопільсько-Лишнівська, Заболоттівсько-Бузька) та субмеридіональним розломам (Рівненський, Радехівський), які проявляли свою активність в ранньому венді.

### 3.4. Вивержені трапи

Вивержені нижньовендські трапи регіону задовільно стратифікуються, чому сприяють достатньо виражені відмінності різновікових нашарувань вулканітів за речовинним складом і будовою. Схеми стратифікації трапів України, Польщі, Білорусі суттєво відрізняються між собою стратиграфічним об'ємом, речовинним складом, рангами і назвами стратонів. Їх кореляцію по латералі ускладнює існуюча структурно-фаціальна мінливість трапової формації.

В українській частині Брестсько-Волинської СФЗ, яка за чинною Стратиграфічною схемою нижнього венду України [201] відповідає пн.-зх. частині ВППр, розріз трапової формації (рис. 3.9) нижнього венду репрезентують (знизу догори): 1 – локальні покриви пікритів у складі горбашівської світи (15–60 м); 2 – заболотівська світа, представлена численними (до 7) покривами олівінових-базальтів з пачками вулканокластитів (до 230 м); 3 – бабинська світа, туфова з покривом толейових базальтів в середній частині (90–210 м); 4 – лучичівська світа, складена кількома (до 5) зональними покривами толейових базальтів і вулканокластитів (15–117 м); 5 – забродівська світа, що включає зорянські вулканоміктові верстви (0–63 м) та якушівські верстви (до 135 м), репрезентовані численними (до 7) зональними покривами титанистих базальтів та вулканокластитів. Три останніх стратони виділені і описані дисертантом та його колегами як самостійні підрозділи [161], однак затверджені НСК (від 18.09.2008) в ранзі верств ратнівської світи.

В білоруській частині Брестсько-Волинської СФЗ весь траповий розріз відноситься до ратайчицької світи [36; 114; 115],



в складі якої виділяється: 1 – перша товща базальтів і їх туфів (200–230 м); 2 – друга товща кислих ефузивів і їх туфів (до 103 м); 3 – третя базальтова товща (91 м). В будові зазначених товщ місцями приймають участь вулканоміктові відклади і кори вивітрювання.

У польській частині Брестсько-Волинської СФЗ (район Славатицького підняття) неопротерозойські трапи відносяться до славатицької серії [255; 257]. Представлені численними (до 13–16) покривами базальтів з пачками і прошарками вулканокластичних порід між ними загальною потужністю до 355 м. В нижній та середній частинах розрізу переважають олівінові, у верхній – толейтові базальти.

У Волино-Подільській СФЗ, яка відповідає пд.-сх.частині ВППр і північному схилу Подільського виступу Українського щита [201], покриви олівінових базальтів заболотівської світи (до 100 м) поширені внизу трапового розрізу західніше м. Кременець, а покриви титанистих базальтів случької світи (до 70 м) у верхній частині розрізу – західніше лінії Рівне-Волочиськ (див. рис. 3.8). Ймовірними латеральними аналогами вулканітів бабинської та лучичівської світ тут є туфітові і пірокластично-осадові верстви пригоринської світи (до 120 м).





**В Подільській СФЗ**, що відповідає Подільському виступу Українського щита [201], базальтові покриви (до 75 м), в розрізі волинської серії знаходяться лише на верхньому структурно-стратиграфічному рівні – серед теригенних віньковецьких верств грушкінської світи [19] і поширені західніше лінії Волочиськ – Камянець-Подільський та у вузькій смузі (приблизно 15×100 км) вздовж р. Дністер, приуроченій до Подільської тектонічної зони.

**У Біловезькій СФЗ** трапи належать до вишніцької серії [254] і складаються з декількох (до 4) покривів переважно титанистих базальтів і вулканокластитів (до 94 м).

*Радіологічний вік вивержених порід* волинської серії, визначений калій – аргонним методом коливається в широких межах. Найбільш поширеними значеннями віку є 560–540 млн років.

**Вендський\*** (лапландський) вік трапів регіону останнім часом підтверджено визначеннями віку порід по ізотопних співвідношеннях: U-Pb в цирконах (SHRIMP) з туфів верхнього горизонту славатицької серії –  $551 \pm 4$  млн р. [235]; Rb-Sr по валових пробах базальтів лучичівської світи –  $552 \pm 59$  млн р. [226], в базальтах нижнього покриву ратайчицької світи –  $545 \pm 3$  млн р. [162; 163] (Носова та ін., 2005); U-Pb по цирконах (іоніонний мікрозонд NORDSIM) з базальтів якушівських верств –  $549 \pm 29$  млн р. [23], а також додатковими визначеннями мікрофосилій [132; 154] у відкладах волинської та могилів-подільської серій на Волині.

За результатами магніостратиграфічних досліджень [43–46] в трапових розрізах Волині виділяються численні (до 13) магнітозони, наявність яких свідчить про відносно тривалий період формування трапової формації, що відповідав у часі, щонайменше, кільком інверсіям магнітного поля.

\* Примітка. Неопротерозой Міжнародної стратиграфічної шкали [253] з геохронологічними межами 1000–542 млн років приблизно відповідає пізньому (верхньому) рифею (1050–650 млн років) і венду (650–530 млн років) Загальної стратиграфічної шкали докембрію СРСР (1991 р.)



### 3.5. Інтрузивні трапи

Інтрузивні трапи досліджуваного регіону донедавна відносились до слабодиференційованих [83] і виділялись в один комплекс габро-долеритів. Масштаби поширення гіпабісального трапового магматизму в межах пд.-зх частини СЄП поки що остаточно не визначені. Десять крупних міжпластових інтрузій – силів габро-долеритів, виявлених свердловинами на Волині, детально описані в роботах [26; 48; 58; 83; 171; 176]. Крім міжпластових інтрузій вивчено також дайкові тіла долеритів. До них належать Конобельська, Володимирецька, Бельська, Колківська, Рафалівська та інші дайки [83]. За даними профільного сейсмічного зондування в Брестсько-Волинській СФЗ поширення пластових гіпабісальних тіл має регіональний характер, а за межами цієї зони в пізньопротерозойському чохлі Волино-Подільської плити вони не відомі.

В Брестсько-Волинській СФЗ габро-долерити утворюють так звані „міжформаційні” сили потужністю до 163 м (св. 1443) [171] серед порід поліської серії середнього-верхнього рифею, або на межі останньої з відкладами волинської серії нижнього венду (додаток Б.1). В Західній СФП сили знаходяться на нижніх, а в Східній СФП – на верхніх стратиграфічних рівнях серії, в основному поблизу підшови волинської серії, що вказує на їх можливе січне положення в рифейському Волино-Поліському прогині у вигляді системи нахилених на захід зближених пластин. Останні могли служити магмопідвідними каналами, з яких відбувалось виверження ефузивних і пірокластичних фацій трапів нижнього венду. Радіогенні датування габро-долеритів калій-аргоновим методом в основному попадають в проміжок 620–710 млн років [42], що приблизно відповідає віку волинської серії.

На-сьогодні серед інтрузивних трапів регіону автором виділені три породні асоціації: берестецька (базальтові порфірити та верлітові габро, осівська (глиноземисті габро-долерити) та хотешівська (високотитанисті габро-долерити) [38; 39; 40; 182], які віднесені, відповідно, до розглянутих нижче західнобузького,



[23], верхньоприп'ятського [25] і біловезько-подільського [29] трапових комплексів як їх ймовірні гіпабісальні фації.

Субвертикальні субвулканічні тіла габро-долеритів та еруптивних брекчій, які могли б служити підвідними каналами для вивержених трапів, свердловини ще не розкрили, але їх існування в зонах розломів цілком вірогідне.

### **3.6. Деформаційна структура нижньовендської трапової формації**

Деформаційна структура нижньовендської трапової формації (рис. 3.10, додаток Б.1, Б.2) відображає наступні структурні одиниці регіону: Підлясько-Брестську западину; Волинське палеозойське підняття, ускладнене на півночі Прип'ятським валом та Лукувсько-Ратнівською (Північноукраїнською) горстовою зоною його осьовій частині; Львівський палеозойський прогин та Волино-Подільську монокліналь, які ускладнюють регіональну монокліналь в межах Балтійсько-Придністровської зони перикратонних опускань. Абсолютні позначки поверхні трапів змінюються від 200 м (р. Мурафа) до -3793 м (св. «Перемишляни»).

У деформаційній структурі досліджуваних трапів, поряд з блоковими, суттєву роль відіграють плікативні форми [38; 39; 41], які найбільше проявлені у Волинському палеозойському піднятті, пов'язаному з ЦБШЗ в кристалічному фундаменті (див. рис. 3.10). Подібні ускладнення структури трапової формації слід очікувати і в Розтоцькій зоні Львівського палеозойського прогину [62], де надтрапові нашарування доюрського чохла зім'яті в численні брахіформні і лінійні складки, паралельні розломам пн.-зх.протягання.





П-К – Пержано-Кременецька) і розломи (Вс – Високовський, Гу – Halin Uskok, Кр – Корелицький, Пр – Південноратнівський, Бл – Бельський, Вв – Вололодимир-Волинський, Лб – Любомльський, Чр – Чарторийський, Ку – Куликовицький, Рд – Радехівський, Рв – Рівненський, Тг – Тетерівський, Тл – Товтровий, Хм – Хмельницький, Кл – Калиновський, Нм – Немирівський, Пд – Подільський); 9–12 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент (9 – Феноскандійський, 10 – Сарматський мегаблоки, 11 – Центральнібілоруська шовна зона; 12 – свердловини, на яких базуються побудови та абс. позн. поверхні трапової формації; 13 – міждержавний кордон

Сучасний рівень вивченості зазначених тектонічних структур досягнутий завдяки зусиллям багатьох дослідників. Новітні геолого-геофізичні дані щодо цих структур узагальнені в монографіях «Геотектоника Вольно-Подолії» [42] і «Рифей України» [194], атласі «Геологія і корисні копалини України» [6], на «Тектонічній карті України» масштабу 1:1000000 [205] та ін. Основні деформаційні структури трапів зафіксовані за допомогою структурних побудов по свердловинах, сейсмічними методами, інтерпритацією геофізичних полів і дешифруванням аеро-космознімків.

**3.6.1. Розривні структури.** Важливу роль у будові трапів відіграють регіональні міжблокові тектонічні зони [42; 79]. По розломній складовій більшості з них спостерігається не тільки зміщення трапів, а й тектонічний контроль проявів трапового магматизму, детально досліджений В.Л. Приходьком [185]. До них належать, зокрема, елементи діагональних тектонічних зон північно-східного (Білостоцької, Корелицької, Виживсько-Мінської, Стохідсько-Могилівської, Маневицько-Столинської, Горинської, Суцано-Пержанської, Тетерівської, Немирівської) та північно-західного простягання (Костопільсько-Лишнівської, Заболотівсько-Бузької, Подільської, Белз-Балучинської), а також окремі відрізки ортогональних розломів, в т. ч. субширотні (Лагожанський, Південно-Ратнівський, Кухотський, Бельський, Володимир-Волинський, Андрушевський, Хмельницький) і субмеридіональні (Рівненський, Радехівський).

Сучасна блокова деформаційна структура досліджуваних трапів (рис. 3.11, додатки Б.1, Б.2, Б.3) в основному сформована діагональною та ортогональною системами розривних порушень,





по яким найбільші зміщення нашарувань осадового чохла пд.-зх. частини ССП відбулися в герцинській етап тектогенезу. Розломи північно-східного простягання здебільшого успадкували структури дорифейського кристалічного фундаменту. В більшості випадків вони зміщують трапи, але в просторовому розподілі фацій і потужностей трапової формації проявляють себе вибірково. Розломи північно-західного простягання проявляли свою активність з раннього венду. Як буде показано нижче, саме вони в найбільшій мірі контролюють просторовий розподіл продуктів ранньовендського трапового магматизму і були, ймовірно, магматогенними.

Серед ортогональних систем розривних порушень найкраще проявлені розломи субширотного і захід-північно-західного простягання. На окремих ділянках в осадовому чохлі вони мають достатньо чітке вираження і зміщують нашарування з віком по девон, а то і ранній карбон, включно. Амплітуда переміщення нижньовендських трапів по них сягає 1000 м (Володимир-Волинський розлом), 1250 м (Любомльський розлом) (див. додаток Б.1, Б.2). Дані розломи місцями обмежують грабени (Духманівський, Бродичівський, Лишнівський, Чарторійський), по яких поряд з трапами нижнього венду, опущені верхньовендські і палеозойські (по силурійські включно) нашарування. Вони, очевидно, найбільше проявились в герцинську фазу деформацій.

Серед ортогональних систем розривних порушень в регіоні задовільне вираження має також субширотна Лукувсько-Ратнівська (Північноукраїнська за [51]) горстова зона [184; 186], яка ускладнює апікальну частину Прип'ятського валу (додаток Б.1, рис. 3.13). Її обмеженням з півдня служить Південноратнівський розлом, а з півночі умовно вибрані ділянки різних діагональні і ортогональних розломів.

Завдяки активності ортогональних систем розривних порушень вздовж розломів субширотного і захід-північно-західного простягання в регіоні місцями утворилась система провальних грабеноподібних структур, виповнених утвореннями, молодшими за породи рами, іноді за участі меланжу невиясненого (можливо осадово-тектонічного) походження [38;



39; 40]. У зоні Кухотського розлому і розміщених південніше субширотних розломів (Бельський, Чарторийський, Куликовицький) грабеноподібні структурні форми, побудовані за участю трапів, місцями виповнені гетерогенними брекчіями, складеними уламками порід з віком від рифею по девон включно. У брекчієпроявах Серхів, Кухотська Воля, як відомо [42], виявлені уламки кімберлітів (знахідки не повторені) та зафіксовані мінерали-супутники діаманту.

Таким чином, досліджувані трапи розбиті численними розломами на блоки, в межах яких нашарування порід мають переважно субгоризонтальне залягання або моноклінально нахилені під кутами до 5–10°, зрідка до 30°. Амплітуда вертикальних переміщень по розломах сягає 1250 м (по Любомльському).

Блокова будова досліджуваного регіону має задовільну вивченість. Характеристика розривних і блокових структур, що деформують трапову формацію і палеозойський чохол, наведена в численних геологічних звітах [38; 39; 40; 41 та ін.] і публікаціях [36; 42; 79; 80 та ін.], тому повторюватись з цього приводу немає сенсу. Варто лише відзначити, що в межах Волинського підняття, рідше в північній частині Волино-Подільської моноклінали бурінням свердловин і геофізичними дослідженнями в трапах недавно були встановлені локальні ділянки розсіяних зсувних мікродоформацій у вигляді численних дзеркал ковзання, на яких штриховка орієнтована переважно по нормалі до осі керну. Їх наявність, на наш погляд, засвідчує можливість зсувного механізму активзації багатьох розломів пн.-сх.простягання, що знайшло відображення на геолого-структурній карті трапової формації (додатки Б.1, Б.2, Б.3) та на тектонічній карті України [205].

В трапах Волині нами виявлені також окремі ділянки і зони об'ємного катаклазу (додаток Б.1), з якими пов'язана прожилково-вкраплена гідротермальна мінералізація, в тому числі самородномідна. Відбивні площини сейсмохвиль, що утотожуються з поверхнею базальтових покривів, на ділянках їх катаклазу, внаслідок пониження акустичної жорсткості, втрачають кореляцію (рис. 3.11). Відбуваються також зміни в



аномальних магнітному та геоелектричному полях. При цьому суттєвих зміщень трапів по зонах катаклазу не спостерігається.

На окремих ділянках у керні багатьох свердловин (8143, 8129, 8133, 8139, 8262 та ін.), задокументованому автором, породи нижньовендської волинської серії виявились сильно порушеними тріщинами і катаклаваними до стану щебеню та жорстви (рис. 3.12, *а*), а в окремих випадках мілонітизованими (рис. 3.12, *б*). На поверхнях тріщин спостерігаються чисельні дзеркала ковзання, на яких розтерті хлорит-сметитові агрегати. Штриховка на них орієнтована в різноманітних напрямках. Значна частина тріщин і зони мілонітизації залічені гідротермальними мінералами: цеолітами, хлоритом, халцедоном, кварцом, за участю вкраплень і тонких прожилків самородної міді (рис. 3.12, *в*).

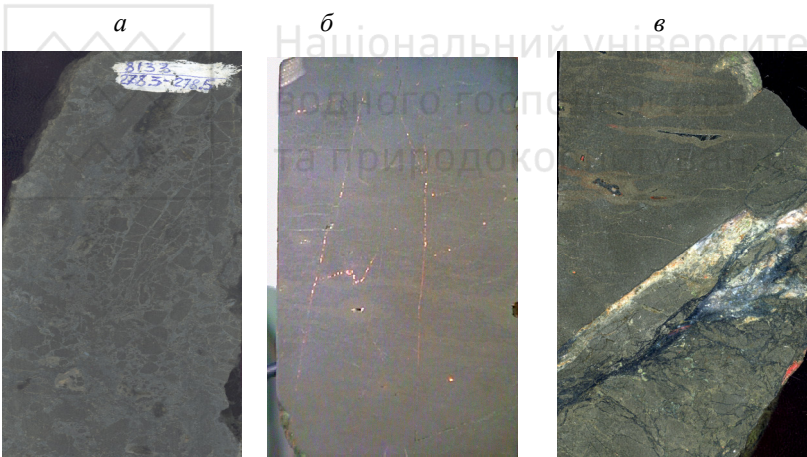


Рис. 3.12. Структури катаклазу в трапах Прип'ятського валу: *а* – катаклав масивних базальтів в керні св. 8133 (гл. 278,3–278,5 м); *б* – катаклав і мілонітизація смугастозмінених базальтів в керні св. 8153 (гл. 259,1 м), *в* – тріщинуватість в базальтах з тонкими прожилками самородної міді в керні св. 8143 (гл. 337,5 м).  
Діаметр керну – 70 мм

Ділянки катаклазу найчастіше розміщені в центральних частинах базальтових потоків, а в шарах лавокластитів проявлені рідше і менш інтенсивно. У теригенних відкладах верхнього



венду, розкритих цими ж свердловинами над зазначеними катаклазованими породами волинської серії, явища катаклазу і прожилкової мінералізації практично відсутні, що спонукає вважати вік ділянок об'ємного катаклазу ранньовендським.

Природа зазначених структур катаклазу в похованих трапах ще не знайшла однозначного пояснення. На думку автора, вони мають тектонічне походження, і утворились у зв'язку з розломами діагональних систем, активних в ранньому венді. За іншими версіями вони можуть бути фреативними трубками гідропрориву, подібними до тих, що спостерігаються в базальтовому покриві слущкої світи у кар'єрі «Берестовець» (див. рис. 4. 28 ), або утворились в результаті руйнування печерних порожнин в середині базальтових потоків, що можуть залишатись у місцях витоку із них магми [281].

**3.6.2. Плікативні структури.** Останніми роками в процесі ГДП–200, ГГЗ-50 та пошуків міді у Волинському регіоні була встановлено, що в деформаціях нашарувань платформного чохла, в тому числі і досліджуваних трапів, поряд з блоковими, суттєву роль відіграють плікативні структури, які найбільше проявлені у Волинському палеозойському піднятті, пов'язаному з ЦБШЗ в кристалічному фундаменті. Тут трапи разом з палеозойськими відкладами чохла зігнуті в пологі плоскодонні мульди, валоподібні і куполоподібні підняття та горст-антикліналі, сідловини, флексури і монокліналі різних розмірів (додатки Б.1, Б.2, Б.3). Деякі з них проявляють свою активність ще з неопротерозою, але більшість виникло у ранньогерцинську фазу тектогенезу, оскільки деформують палеозойські відклади по девон включно і місцями консервуються нижньокарбовоними відкладами Львівського палеозойського прогину. Вивчення і розпізнавання ролі таких структур у досліджуваному регіоні суттєво доповнюють уявлення про тектоніку похованих комплексів платформного чохла, в тому числі трапових. Як буде показано нижче, з ними просторово пов'язана значна кількість рудопроявів міді в досліджуваних трапах, тому їм слід дати коротку характеристику.

Найкрупнішими позитивними плікативними структурами Волинського підняття є Прип'ятський та Турійський вали, які в



сучасній будові включають ряд окремих горст-антикліналей, брахіантикліналей і сідловин, або їх фрагменти, порушені розломами. Порівняно крупними плікативними структурами є також Шацька антикліналь, Головніанська синкліналь, Дошнівська, Залісінська та Ковельська мульди.

*П р и п ' я т с ь к и й в а л* (рис. 3.13) – типова для древніх платформ позитивна лінійна структура в чохлі СЄП, формування якої відбувалось в кілька етапів активізації тектонічних переміщень блоків фундаменту, починаючи з байкальського. Умовними його контурами на домезозойській поверхні в межах досліджуваної території вибрано межу поширення венду і кембрію, яка, загалом, відповідає флексурним перегинам нашарувань осадового чохла. Вал характеризується широтним простяганням, має ширину до 50 км і довжину понад 150 км, відкритий на схід. Ядро валу місцями чітко окреслено дуговими градієнтними зонами магнітного поля, спричиненими пачкою високомагнітних титанистих феробазальтів в основі якушівських верств.

Складниками валу в межах поширення трапів є Славатицька, Хотиславська, Ратнівська, Хотешівська і Катущська горст-антикліналі штампового типу. В центральній частині валу виділяється Лукувсько-Ратнівська горстова зона, що поєднує кілька субширотних горстів, в ядрах зазначених горст-антикліналей. Трапова формація нижнього венду на домезозойській поверхні складає апікальну частину валу, крім ядер окремих горст-антикліналей, складених дотраповими утвореннями. В апікальній частині валу домезозойська поверхня трапової формації піднята на абсолютні позначки до 70 м (додатки Б.1, Б.2, Б.3).

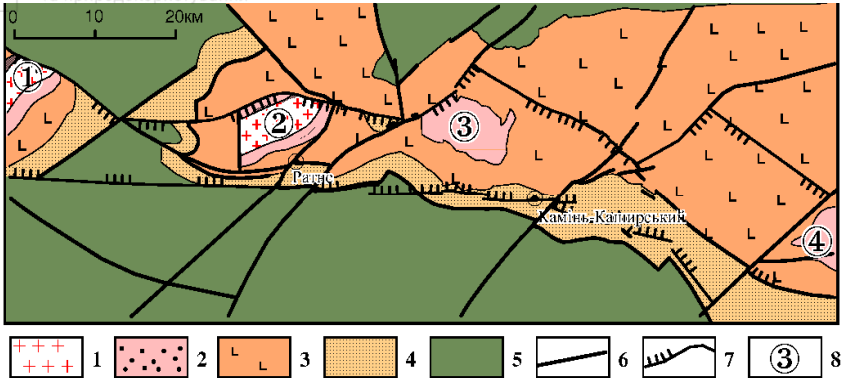


Рис. 3.13. Схематична геологічна карта домезозойської поверхні і позиція трапових комплексів у Прип'ятському валі (за даними ГГЗ – 50 [38], ГДП-200 [39]): 1 – палео-протерозойський кристалічний фундамент; 2–5 – рифей-палеозойський чохол: 2 – теригенні відклади поліської серії (середній-верхній рифей); 3 – трапові комплекси волинської серії (нижній венд); 4 – вулканоміткові теригенні відклади могилів-подільської і канилівської серій (верхній венд); 5 – теригенні відклади кембрію і карбонатні відклади силуру; 6 – головні розривні порушення; 7 – стратиграфічні межі; 8 – Лукувсько-Ратнівська (Північноукраїнська) горстова зона; 9 – горст-антикліналі: 1 – Хотиславська, 2 – Ратнівська, 3 – Хотешівська, 4 – Червищанська

*Хотешівська горст-антикліналь* (додатки Б.1, Б.2, Б.3) в плані загалом близька до ізометричної, дещо витягнута на південний схід. Розмір в діаметрі сягає 20 км. В ядрі антикліналі на домезозойську поверхню виступають відклади поліської серії середньо-пізнього рифею, серед яких залягає Хотешівський сил габро-долеритів. Останній добре підкреслює загальний антиформний вигин нашарувань. Його покрівля в апікальній частині складки фіксується в св. 5 на абсолютній позначці -70 м, а в крилах на значно нижчих позначках: в св. 4 на -230 м, в св. 4 на -180 м. Виходи сила на домезозойську поверхню мають в плані підковоподібну форму. В домезозойському рельєфі дана складка знаходить вираження в пологому еліпсоподібному піднятті, яке містить локальний прогин в районі її ядра.



В геофізичних полях до ядра складки приурочений крупний магнітний мінімум і гравітаційний максимум, які зумовлені, ймовірно, особливостями складу гранітизованого палеопротерозойського фундаменту. Останній в ядрі складки залягає на абсолютних позначках -400 – -500 м і досягнутий св. 5 на глибині 702,2 м, а в крилах занурюється на глибину понад 900 м.

Крила складки периклінально нахилені під кутами 2–15<sup>0</sup>. В крилах, по мірні віддалення від ядра, на домезозойську поверхню послідовно виступають все більш молоді стратони волинської серії нижнього венду: горбашівська, заболотівська, бабинська, лучичівська світи, зорянська, якушівські верстви забродівської світи. Південно-західні та північно-східні крила структури зрізані крутими розломами. Зокрема, з північного заходу складка обмежена головним розломом – Щитинським скидом, поблизу якого в свердловині 8282 нашарування порід нахилені під кутом 45° до осі керну. Однак, в цілому, це суттєво не порушує відзначеної послідовності периклінального наросування неопротерозойського розрізу від ядра складки до периферії. На східному периклінальному замиканні Хотешівська горст-антикліналь знаходить продовження в Грудківській антикліналі меншого розміру.

*Ратнівська горст-антикліналь* – крупна (понад 20 км в діаметрі), ізометрична, порушена блоковою тектонікою плікативна структура Прип'ятського валу (додатки Б.1, Б.2, Б.3). В її ядрі на домезозойську поверхню виступає палеопротерозойський кристалічний фундамент і поліська серія середньо-верхнього рифею. Розломи в крилах складки в цілому суттєво не порушують закономірну послідовність виступів на домезозойську поверхню стратонів неопротерозойського чохла. По мірі віддалення від ядра складки на її периферію на картувальній поверхні свердловинами розкриті поліська серія, горбашівська, заболотівська, бабинська, лучичівська світи, зорянські, якушівські верстви і т.д.

В південному крилі Ратнівської горст-антикліналі нашарування чохла та поверхня фундаменту за даними сейсмо- та електророзвідки нахилені під кутами до 30°. В керні свердловин





ближче до ядра нахил шаруватості досягає  $30^\circ$  і зменшується до  $5^\circ$  по мірі віддалення від нього. В геофізичних полях складка приурочена до ділянки з пониженими значеннями магнітного і підвищеними значеннями гравітаційного поля, що властиво ще і для Хотешівської та інших горст-антикліналей досліджуваного району.

*Турійський вал* – позитивна плікативна лінійна структура, відкартована у Волинському палеозойському піднятті (Ковельському виступі) за поширенням на домезозойській поверхні стратонів вендської, кембрійської і силурійської систем. Вал характеризується субмеридіональним простяганням, має ширину до 30–50 км і довжину до 100 км. Знаходиться на північному продовженні Радехівської зони розломів. В апікальній частині валу поверхня трапової формації піднята до абсолютних позначок 0–500 м (додаток Б.1). У північній частині валу виділяється Теклінська, а в південній – Оваднівська брахіантикліналі, розділені сідловиною.

*Теклінська горст-антикліналь* розташована на перетині Турійського валу із Заболотівсько-Бузькою зоною розломів північно-західного простягання (додатки Б.1, Б.3). Вона належить, на наш погляд, до складок штампового типу. Діаметр структури сягає 10 км. В її ядрі на домезозойську поверхню виступають відклади канилівської серії верхнього венду, а доверхньовендська поверхня трапової формації залягає субгоризонтально і знаходиться на абсолютних позначках -100 – -150 м. Крила слабо нахилені в ортогональних напрямках і складені відкладами кембрійської системи. З півночі і заходу складка обмежена розломами. Характерною особливістю структури є її чіткий просторовий збіг з магнітним і гравітаційним максимумами, що відображають, вірогідно, інтрузивні тіла основного (ультраосновного) складу серед кристалічного фундаменту.

*Оваднівська антикліналь* розміщена на ділянці сходження Турійського валу і Стоходсько-Могилівської та Володимир-Воїнської розломних зон (додатки Б.1, Б.3). В ядрі антикліналі на домезозойську поверхню з абсолютними позначками 0 – -50 м виступають нижньовендські трапи. Крила мають нахил до  $5\text{--}10^\circ$





Південне крило структури зрізане розломами Володимир-Волинської зони, по яких поверхня трапової формації сходинами опущена до абсолютних позначок -1000 м.

*Дошнівська мульда* розміщена між Прип'ятським і Турійським валами, еліпсовидна в плані і дещо витягнута в широтному напрямку. Її довжина сягає 20 км, ширина – 15 км. Дно мульди субгоризонтальне, рівне, пологі крила нахилені під кутами до 5°. В ядрі мульди на домезозойській поверхні залягають відклади силурійської системи. Мутьда добре виражена в ізогіпсах доверхньовендської поверхні трапової формації, яка в її ядрі опущена до позначки -500 м. В межах мульди знаходяться дві крупні позитивні магнітні аномалії та одна гравітаційна, спричинені, ймовірно, масивами габро та гранітами в палеопротерозойському фундаменті.

*Головнянська синкліналь* має в цілому південно-західне направлення осової лінії. Остання, починається від північно-східного центриклінального замикання і слідує приблизно паралельно Мшанецькому розлому, а потім відбувається відворот структури до півдня. Шарнір синкліналі незначно ундулює, занурюючись в напрямку більш молодих шарів. Наймолодшими породами, які виходять на домезозойську поверхню в ядрі, є відклади нижнього девону. Доверхньовендська поверхня трапів в ядрі структури опущена до абсолютної позначки – 1250 м. З півдня Головнянська синкліналь зрізається широтним Любомльським розломом.

*Бродичівська грабен-синкліналь* обмежена Лагожанським та Щедрогірським розломами, які в східному напрямку сходяться (додатки Б.1, Б.2), тому структура відкрита в південно-західному напрямку і в плані має форму, близьку до трикутної. За даними сейсморозвідки МВХ-СГТ на профілі (рис. 3.14) виділено ряд відбиваючих горизонтів, що характеризують синклінальну деформаційну структуру нижньовендської трапової формації, яка на кінцях пфілю виходить під домезозойську поверхню, а в центральній частині профілю опущена до позначки -500 м. На профілі виділено низку скидів, зміщувачі яких нахилені під кутами від 45° до 85° до ядра синкліналі.

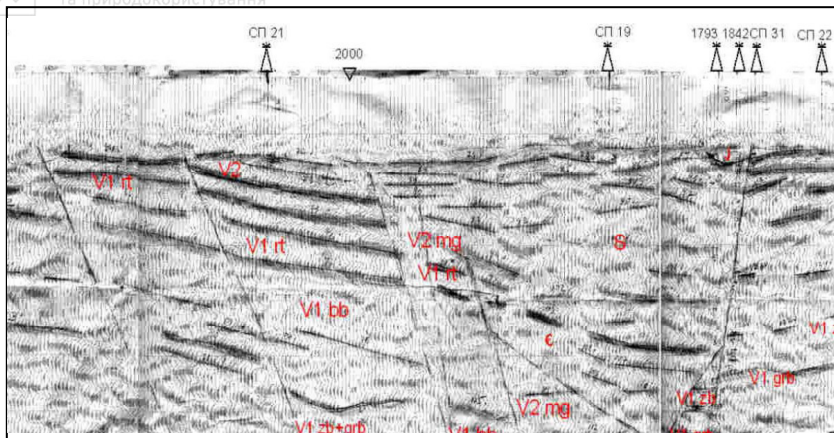


Рис. 3.14. Бродичівська грабен-синкліналь у деформаційній структурі нижньовендської трапової формації за даними сейсмозвідки МВХ-СГТ (профіль 6) [38]. V1 rt – лучичівська світа і якушівські верстви (базальти і туфолоавобрекції); V1 bb – бабинська світа (туфи); V1 zb – заболотівська світа (базальти); V1 grb – горбашівська світа (пісковики і гравеліти); R<sub>2-3</sub> pl – поліська серія.; PR<sub>1</sub> – нижньопротерозойський кристалічний фундамент

На домезозойському зрізі розглянуті плікативні структури та їх фрагменти місцями мають ознаки концентричної будови, а стратони трапової формації утворюють дугоподібні замикання, що знаходить відповідне відображення на картах магнітного поля. Такого роду дугові елементи низкою дослідників [207] інтерпретуються як колові тектоно-магматичні [207]), бо так звані «осередкові» [83; 179] структури – прояви тривалої ендегенної активності, що виникли у зв'язку з динамічним впливом на вмісні породи магматичних осередків. Однак передбачувані важливі складові цих структур: численні дайки і штоки, що відповідають магмопідвідним каналам, конічні і кільцеві розриви, окремі вулкани центрального типу, туфо-лавові конуси, еруптивні жерловини та ін. [191; 207] поки що не знайшли підтвердження за даними буріння картувальних та і пошукових свердловин [38; 39; 40; 41; 182] і виконаними за цими даними палеовулканологічними реконструкціями [134; 118; 121; 127].



Для з'ясування природи зазначених структур необхідні, перш за все, дані щодо глибинної будови території, а вони в умовах глибокого захоронення трапів та кристалічного фундаменту дуже обмежені. Тому слід визнати, що спроби інтерпретації зазначених дисцифрованих колових утворень і визначення їх ролі в проявах трапового магматизму і рудоутворення носять гіпотетичний характер.

### **3.7. Мінеральні ресурси трапової формації**

Трапова формація нижнього венду в досліджуваному регіоні є важливим джерелом корисних копалин місцевого та загальнодержавного значення [130]. Вони доступні для відкритого видобутку в смузі шириною 10–15 км, що простягається від м. Славута Хмельницької обл. до м. Кузнецовська Рівненської обл. (рис. 3.15).

В межах цієї смуги серед трапів розвідано кілька родовищ базальтів, попередньо розвідані поклади сапонітових і досліджуються поклади цеоліт-сметитових туфів, проводиться оцінка запасів самородної міді, відомі родовища підземних вод і знахідки дорогоцінного каміння.

Геологічна вивченість, характер видобутку і технології переробки зазначених корисних копалин на сьогоднішній день не відповідають їх економічній цінності та унікальності, тому потребують перегляду і пошуків нових можливостей у їх освоєнні.

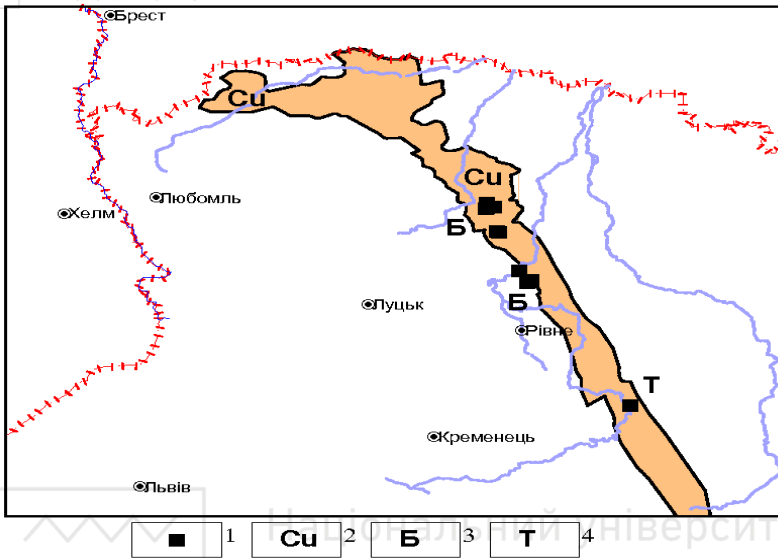


Рис. 3.15. Виходи нижньовендських трапів південно-західної частини СЄП на домезозойську поверхню і пов'язані з ними корисні копалини: 1 – кар'єри, 2 – рудопрояви міді, 3 – родовища базальтів, 4 – родовище туфів

*Базальти* розвідані на Рівненщині в 9 родовищах. З них в даний час виготовляють бруківку і шашки, бутовий камінь і щебінь, із базальтових стовпів – каменерізні вироби. Світова практика і результати досліджень останніх років дозволяють намітити, ефективніші від тих, що переважно практикуються нині, способи використання базальтів. Надзвичайно перспективне застосування базальтів для виробництва мінеральних волокон та вати, із яких виготовляють легкі теплоізоляційні і звукопоглинаючі вироби. В результаті плавлення базальтів отримують кам'яне литво, яке, завдяки антикорозійним та антиабразивним властивостям, широко використовується в гірничорудній, вугільній, металургійній, хімічній промисловостях та сільському господарстві. Використання базальтів в якості алюмосилікатного і залізного компоненту цементної суміші розширює сировинну базу і підвищує



ефективності цементного виробництва. Зазначені технології використання базальтів є ресурсозаощаджуючими, тому їх впровадження особливо актуальне стосовно тих родовищ, де запаси базальтової сировини вже вичерпані. Це родовища «Берестовець-1», «Іванова-Долина», «Рафалівське».

*Цеоліт – смектитові (сапонітові) туфи* у Волино-Подільському регіоні на денну поверхню виступають біля с. Ташки (в 5 км на південний схід від м. Славута Хмельницької обл.) та в базальтових кар'єрах Рівненщини. Серед туфів виділяються окремі тіла, збагачені цеолітами (переважно анальцимом) та смектитами ряду монтморилоніт-сапоніти [146]. Різновиди таких туфів проявляють цінні адсорбційні, катіонообмінні властивості, за якими вони подібні до бентонітів, і розглядаються нами як новий для регіону вид мінеральних ресурсів [145; 146]. Технологічні експерименти та ряд досліджених природоохоронних, агрохімічних і консервуючих характеристик туфів показали придатність їх використання в багатьох галузях господарства, що розглядається детальніше в наступному розділі. Промислові запаси сапонітової та анальцим-сапонітової сировини оцінені тільки на Хмельниччині в Ташківському та Варварівському родовищах, де складають за категорією  $C_2$  29,638 млн т.

*Мідне зруденіння* в трапах регіону має площовий характер і належить до стратиформного типу самородномідної рудної формації. Рудопрояви міді в основному локалізовані в межах Брестсько-Волинської СФЗ (Волинський міднорудний район) і приурочені до покривів базальтів та туфів.

Результати досліджень складу, походження і закономірностей розміщення самородної міді в трапах Волині вказують на її велику подібність до відомих мідних родовищ Верхнього Озера (США). В металогенічних районах і рудоносних полях Волинського міднорудного району методом аналогії оцінені мінерагенічний потенціал міді та її прогнозні ресурси за категорією  $P_3$ . У рудопроявах розраховані перспективні ресурси міді за категоріями  $P_2$  і  $P_1$  та запаси за категорією  $C_2$  [182].



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

У зв'язку з мідепроявами району з'явилися дані, що підтверджують їх перспективність і відносно супутніх благородних металів – *срібла, золота і платиноїдів* [87; 95; 182].

*Виробні напівдорогоцінні камені* зустрічаються серед трапів Волині у мигдалекам'яних відмінах базальтів та в прожилках. Представлені концентрично-зональних агатами і мальовничими пейзажними яшми, які мають задовільні декоративні властивості, добре обробляються і придатні для виготовлення художніх та ювелірних виробів. Мінералогічний потенціал каменесамецвітної сировини на окремих ділянках трапів складає сотні тонн.



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



## Розділ 4. НИЖНЬОВЕНДСЬКІ ТРАПОВІ КОМПЛЕКСИ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СЄП

З метою уніфікації петролого-стратиграфічного розчленування і зручності міжрегіональних кореляцій, нижньовендські трапи пд.-зх. частини СЄП, за прикладом трапів Сибірської платформи [52], пропонується поділяти на кілька відокремлених магматичних (трапових) комплексів (рис. 4.1, табл. 4.1) – споріднених асоціацій вивержених і субвулканічних порід, поєднаних спільністю походження, речовинного складу, тектонічних умов утворення і просторово-часової позиції [118; 121; 125; 127].

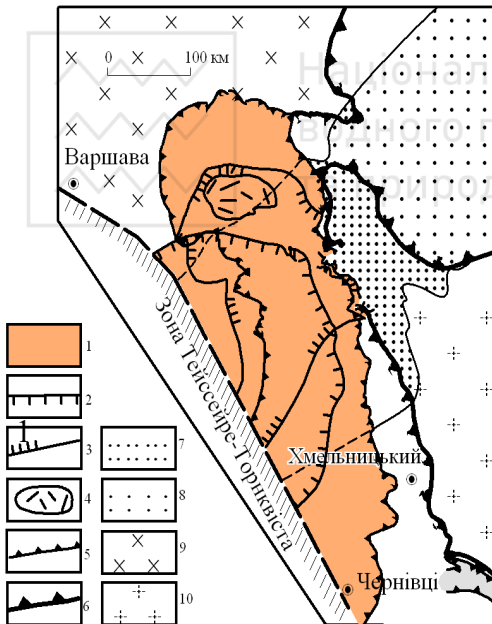


Рис. 4.1. Трапові комплекси нижнього венду в південно-західній частині СЄП (докрейдовий і доверхньовендський зрізи): 1 – трапові комплекси нижнього венду, 2–5 – контури поширення трапових комплексів (2 – західнобузького, 3 – верхньо-прип'ятського, 4 – брестського, 5 – біловезько-подільського), 6 – східний контур поширення волинської серії, 7–8 – рифейські теригенні відклади Волино-Оршанського авлакогену та його контур (7 – на донижньовендській, 8 – домезозойській поверхнях), 9 – 10 – архейсько-нижньо-протерозойський кристалічний фундамент (9 – Фенноскандійський, 10 – Сарматський мегаблоки



Виділені комплекси включають декілька літо-стратиграфічних підрозділів, складених вулканітами, або відповідають окремим з них (табл. 4.1). До них входять також асоціації субвулканічних порід.

Таблиця 4.1

Нижньовендські трапові комплекси південно-західної частини СЄП та їх співвідношення із стратонами нижнього венду

Трапові комплекси	Магматичні породи	Структурно-фаціальні зони і підрозділи трапів			
		Біловезька	Брестсько-Волинська	Волино-Подільська	Подільська
біловезько-подільський	високотитанисті габродолерити		хотешівська асоціація		
	високотитанисті базальти і феробазальти	вехні верстви вишницької серії	якушівські верстви забродівської світи, третя товща ратайчицької світи	слупька світа	віньковецькі верстви грушкінської світи
брестський	дацити та їх туфи		друга товща ратайчицької світи		
верхньо-прип'ятський	глиноземисті габродолерити		осовська асоціація		
	толейтові базальти, базальтові туфи		лучичівська світа, бабинська світа, середня частина славатицької серії, перша товща ратайчицької світи	бабинські верстви пригоринської світи	
західно-бузький	верлітові габро, пікропорфірити		берестецька асоціація		
	апоолівінові базальти, базальтові туфи		заболотівська світа, нижня частина славатицької серії		
	пікрити, апоолівінові базальти		в складі горбашівської світи		

Західнобузький комплекс олівінових базальтів і габро успадковує крайню південно-західну, перикратонну частину рифейського Волино-Оршанського авлакогену (див. рис. 4.1).





Верхньоприп'ятський комплекс толеїтових базальтів, туфів і глиноземистих габро-долеритів молодший за віком. Його контур значно зміщений по осі авлакогену відносно контуру західнобузького комплексу в північно-східному напрямку. Брестський комплекс дацитових ефузивів і туфів локалізований на північно-західному плечі авлакогену. Титанисті плато-базальти біловезько-подільського комплексу неузгоджено перекривають попередні і простежуються в перикратонному чохлі вздовж пд.-зх. краю платформи (зони Т-Т) поперек авлакогену, а субвулканічні сили титанистих габро-долеритів локалізовані в ньому.

#### 4.1. Західнобузький траповий комплекс

**4.1.1. Особливості геологічної будови комплексу**  
Західнобузький траповий комплекс репрезентує початковий етап ранньовендського вулканізму в крайовій, пд.-зх. частині СЄП. Поширений в основному в басейні р. Західний Буг на площі біля 45 тис. км<sup>2</sup>. До нього віднесені, на основі єдності стратиграфічної позиції і речовинного складу, численні покриви *олівінових базальтів* і пов'язані з ними вулканокластичні утворення, відомі в сучасних стратиграфічних схемах нижнього венду України [200; 201] як заболотівська світа волинської серії (в Західній СФП виділялись Б.Я. Воловник [199] як оваднівська товща), у Східній Польщі – як нижня частина славатицької серії [255; 257]. Дані базальтові покриви залягають на теригенних олігоміктових відкладах нижньовендської горбашівської світи і перекриваються пірокластичними відкладами нижньовендської бабинської світи чи бабинських верств пригоринської світи та її латеральних стратиграфічних аналогів. На думку автора, складовими комплексу є також локальні покриви *підкритів і олівінових базальтів*, які місцями розкриті свердловинами серед олігоміктових відкладів горбашівської світи, а також берестецька асоціація субвулканічних *базальтових порфіритів (підкоропорфіритів)* та *верлітових габро*, відомих в нижній частині розрізу волинської серії.



В умовах глибокого (до 4–4,5 км) залягання нижньовендських трапів під потужним платформним чохлам на західному краю СЄП утворення західно-бузького комплексу вивчені порівняно слабо, переважно параметричними свердловинами. В Оваднівському піднятті вони знаходяться на максимальних абсолютних позначках від -230 до -400 м. На домезозойську поверхню вони виведені в Прип'ятському валі навколо приядерних частин Хотешівської, Гірницької, Хотиславської і Славатицької горст-антикліналей, а також у Тельчинському куполі, де розкриті свердловинами, пробуреними з відбором керну. На сьогодні комплекс загалом вивчений 125 свердловинами, в тому числі 18 параметричними і 3 гідрогеологічними. З порід комплексу отримано 47 визначень повного хімічного складу порід, проведено 65 аналізів на вміст міді і благородних металів, сотні спектральних аналізів. В шліфах, штучних шліхах і аншліфах вивчено їх петрографічний і мінеральний склад.

**Горбашівська світа –  $V_1$  *gb*.** Трапи західнобузького комплексу репрезентовані утвореннями горбашівської світи тільки в тих місцях, де в її розрізі знаходяться вулканіти. Окремі локальні покриви базальтів в розрізі горбашівської світи зафіксовані в св. св. 5002, 5215, 2465, 2475, 2394, 5359 (додаток Б.1). Найпотужніший (24,5 м) покрив базальтів перебує в св. 5002 (інт. 727,0–751,5 м), де базальти мають темно-сіре забарвлення із зеленуватим та коричневим відтінками, масивну, а в приконтактних частинах мигдалекам'яну текстуру. В св. 5359 малопотужний (інт. 608,0–610,5 м) ефузивний покрив представлений афанітовими базальтами, переважно масивної текстури з окремими мигдалинами, виповненими хлоритом. Їх контакт з підстеляючими пісковиками складний, хвилястий. Характерною особливістю базальтів є їх петрографічний і хімічний склад (табл. 4.2), що відповідає пікрітам та олівіновим базальтам.

Пачки туфитів (до 23,3 м), що вміщують гнізда, прошарки різнозернистих польовошпат – кварцових пісковиків характерні для св. 5054 (інт. 330,4–353,7 м). Туфи присутні також у св. 5218, 5359 та ін. в розрізах горбашівської світи.



### **Заболотівська світа – V<sub>1</sub> зб.**

В західній частині Прип'ятського валу трапи західнобузького комплексу найкраще вивчені і репрезентовані заболотівською світою, складеною тут двома покритвами базальтів, розділених шаром туфів потужністю до 5 м. Нижній покрив має потужність до 62 м (св. 8265, 15), верхній – до 40 м (св. 17). Площа поширення верхнього покритву приблизно на третину менша від площі поширення нижнього. По латералі покритви неоднорідні: відрізняються як своєю потужністю, так і кількістю лавових потоків у своєму складі та особливостями їх внутрішньої будови. Для базальтів нижнього покритву характерне стратиформне сульфідномідне (міденосний горизонт 1A<sub>1</sub>), а для базальтів верхнього покритву – самородномідне зруденіння в основній масі порід, мигдалинах і по тріщинах (міденосний горизонт 1A<sub>2</sub>).

Без ознак стратиграфічного неузгодження породи комплексу повсюди залягають на горбашівській світі нижнього венду і перекриваються бабинською світою, а у випадку її розмиву – верхньокрейдовими відкладами. В підшві нижнього ефузивного покритву контакт базальтів заболотівської світи з горбашівськими пісковиками та гравелітами переважно криволінійний, в цілому субгоризонтальний (рис. 4.2). Часто вздовж контакту розвивається смуга (1–10 см) зеленого смектит-хлоритового мінерального агрегату, а вище неї мигдалини в базальтах виповнені хлоритом і білим каоліновим матеріалом, характерним для цементу порід горбашівської світи.

Над покритвом зустрічаються також малопотужні шари туфітів алевритових та псамітових, туфів алевритових, туфопісковиків (св. 5547 та ін.), що за складом подібні до аналогічних порід у верхній частині розрізу горбашівської світи. Їх наявність свідчить про можливу перерву у вулканічній активності після виверження базальтів західнобузького комплексу.



Рис. 4.2. Контакт між апоолівіновими базальтами заболотівської світи західнобузького комплексу та гравелітами горбашівської світи нижнього венду в керні св. 8278 (інт. гл. 253,0-258,0 м) Діаметр керну 70 мм

В розрізі покривів розрізняються численні (до чотирнадцяти в св. 5811) лавові потоки зональної будови. Центральна частина потоків складена масивними фанеритовими базальтами з дрібними мигдалінами, а крайові частини – мигдалекам'яними їх різновидами з більшою кількістю та більших за розмірами мигдалин, виповнених гідротермальними мінералами (переважно хлорит-сметитові агрегати, цеоліти, анальцим та халцедон).



Рис. 4.3. Характер поверхні базальтових потоків заболотівської світи: а – канатна відокремленість в керні св. 8278 (гл. 237,6 м)

Для приконтактних частин потоків характерні тонкі пігментовані охрами кірки афанітових базальтів, на поверхні яких в керні іноді вдається фіксувати фрагменти канатної відокремленості (рис. 4.3) і



зовнішній контур яких підкреслений ланцюжком мигдалини (рис. 4.4).



Рис. 4.4. Фрагмент  
«напливни» лави з в керні  
св. 8278 (гл. 237,6–237,7 м).  
Діаметр керну – 70 мм

Висока наповненість базальтових потоків мигдалинами, мала потужність, наявність на їх поверхні канатних структур, а також відсутність навколо потоків лавокластичних шлейфів вказують на те, що базальтові лави, ймовірно, були перегрітими, дуже литкими, насиченими газами; за цими ознаками вони належать до типу «па-хое-хое-лав» [210; 216]. На островах Гаваї та Ісландія, такі лави локалізуються біля джерел виліву в лавових озерах.

У периферійній частині комплексу, де потоки тонкі і цілковито складені мигдалекам'яними базальтами, в їх підшві та покрівлі зустрічаються шлейфи лавокластичних брекчій (рис. 4.5) з туфовим цементом. (св.св. 1762, 8147, 8278, 1464, 1842, 11). Наявність лавокластитів свідчить про те, що лави на момент становлення були в'язкими, вже остудженими і належали до типу «аа»-лав [210; 216].



Рис. 4.5. Лавокластичні брекчії в покривлі верхнього базальтового покриву заболотівської світи (кern св. 8278, діаметр керну – 70 мм)

**Оваднівська товща –  $V_1$  ов** (нижні частини волинської і славатицької серій). У районі Оваднівського (Україна) і Славатицького (Польща) піднять в будові західнобузького комплексу приймають участь від п'яти до восьми зональних покривів олівінових базальтів, розмежованих пачками вулканокластичних утворень, відомі як оваднівська товща (Україна) [199] та славатицька серія (Польща) [255]. Вони розкриті в основному параметричними свердловинами. Керн з їхніх розрізів достатньо вивчений тільки по св. 5359 [48], св. 2944 [215] та св. «Каплоноси» [257]. Базальтові покриви в зазначених свердловинах достатньо близькі за особливостями речовинного складу і будови та задовільно ідентифікуються із трапами заболотівської світи. В другому (знизу) базальтовому покриві оваднівської товщі (св. 5359) візуально зафіксовано мідну мінералізацію (інт. 489–532 м) в мигдалинах у вигляді численних плівок самородної міді (проби з інтервалу не відбиралися). У зв'язку з цим, не





виключено, що в район оваднівського підняття поширюються міденосні горизонти 1A<sub>1</sub> і 1A<sub>2</sub>.

В основі трапового розрізу серед теригенних відкладів горбашівської світи місцями (рис. 4.7) розкриті малопотужні локальні покриви пікритів (св. 5359) [48] та олівінових базальтів (св. св. 5002, 5215, 2465, 2475, 2394) [41; 170]. Найпотужніший (24,5 м) покрив базальтів перебурено в св. 5002-Г (інт. 727,0–751,5 м) [170].

**Берестецька асоціація верлітовіх габро –  $uvV_1bs$  і базальтових порфіритів –  $ovV_1bs$ .** До берестецької асоціації нами умовно віднесені внутрішньоформаційні тіла гіпабісальних порід (верлітових габро та базальтових порфіритів), розкриті окремими свердловинами серед волинської серії в Західній СФП Брестсько-Волинської СФЗ.

Інтрузивне тіло верлітових (пікритових за Б.Я. Воловник [27]) габро в розрізі волинської серії виявлено в св. «Берестечко» (інт. гл. 2053,7–2075,0 м). Вони знаходяться над покривами олівінових базальтів, серед туфогенних відкладів бабинської світи, однак за речовинними особливостями близькі до піритів, виявлених — серед порід горбашівської світи в Оваднівському піднятті.

Базальтові порфірити зустрічаються серед вивержених порід волинської серії в інтервалах потужністю до 23 м, поряд з олівіновими базальтами заболотівської світи. В них відзначаються лейсти плагіоклазу довжиною до 1–2 см (св. 5359, 2944, 19к). Одні дослідники трактують їх як ефузивну фацию в середині потужних базальтових покривів [48], інші – як уособлені субвулканічні утворення [215].

**Палеовулканічні структури.** Трапи західнобузького комплексу утворюють палеовулканічну споруду ареального типу площею близько 43 тис. км<sup>2</sup>, розміщену на перетині рифейського Волино-Оршанського авлакогену з південно-західним краєм СЕП – зоною Т-Т (рис. 4.6). Вздовж останньої дана споруда витягнута в північно-західному напрямку.



Кількість ефузивних покривів у розрізі споруди закономірно збільшується від одного на пн.-сх. периферії до восьми (свердловини «Стенжаричі», «Каплоноси», «Овадне») в пд.-зх. її частині, що прилягає до краю платформи. Відповідно, в крайовій частині платформи зростає до 230 м потужність покривного трапового комплексу. Тут же в нижній частині розрізу волинської серії фіксуються гіпабісальні утворення. Все це свідчить про можливий контроль перших проявів ранньовендського трапового магматизму шовною зоною Т-Т, з якою одні дослідники [228; 231; 232] пов'язують розкол в неопротерозої праматерика Родинія і розкриття палеокеану Япетус, інші [190; 192] – закладення Галицької геосинкліналі.

В Східній СФП Брестсько-Волинської СФЗ з північно-східного боку виявленої палеовулканічної споруди знаходиться лише ряд локальних сателітних покривів олівінових базальтів, які контролюються зоною регіональних розломів північно-західного простягання, відомою під назвою Костопільсько-Лишнівська (рис. 4.7, додатки Б.1, Б.2, Д). З боку тектонічних зон інших напрямків, з якими пов'язується магматична активність в ранньому венді [185], суттєвого прямого впливу на будову споруди не спостерігається.



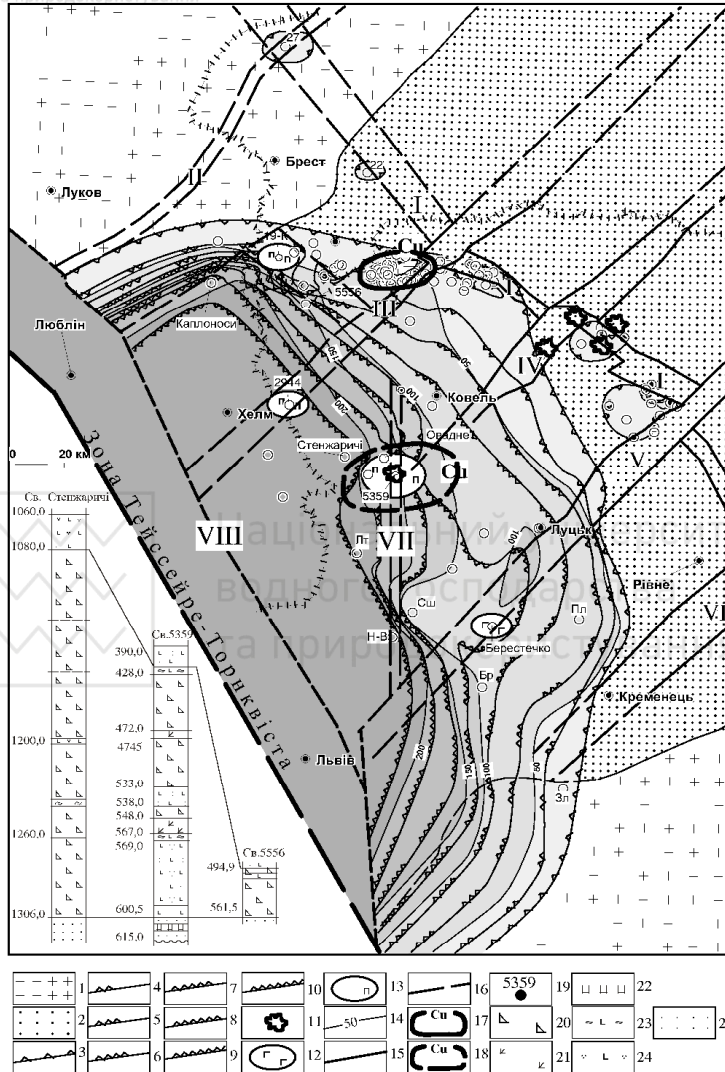


Рис. 4.6. Схема геологічної будови західнобузького трапового комплексу в південно-західній частині СЄП (нижньовендський, добабинський зріз).

1–2 – донижньовендські утворення: 1 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент; 2 – середньо-верхньо-рифейські теригенні відклади Волино-Оршанського авлакогену; 3–14 – нижньовендський західно-бузький



траповий комплекс: 3–9 – контури покривів олівінових базальтів у складі заболотівської світи (Україна), нижньої товщі ратайчицької світи (Білорусь), славицької серії (Польща) (знизу вверху): 3 – першого, 4 – другого, 5 – третього, 6 – четвертого, 7 – п'ятого, 8 – шостого, 9 – сьомого, 10 – восьмого; 11 – локальні покриви пікритів та олівінових базальтів в горбашівській світі; 12–13 – субвулканічні сили: 12 – верлітових габро, 13 – базальтових порфіритів; 14 – ізопахіти покривних фацій західно-бузького комплексу; 15–16 – межі міжблокових тектонічних зон (I – Костопільсько-Лишневської, II – Високовської, III – Мінсько-Вижівської, IV – Стоходсько-Могилівської, V – Луцької (Горинської), VI – Кременецько-Пержанської, VII – Радеківської, VIII – Розтоцької); 15 – достовірні, 16 – імовірні; 17 – контур вивченого мідного зруденіння в Гірницькому піднятті; 18 – контур прогнозованого мідного зруденіння в Оваднівському піднятті; 19 – позначення свердловин, які розкрили трапи західно-бузького комплексу. На колонках: 20 – базальти олівінові, 21 – базальтові порфірити, 22 – пікрити, 23 – лавокластичні брекчії, 24 – базальтові туфи, 25 – пісковики і гравеліти

**4.1.2. Речовинний склад порід.** Деякі особливості складу вивержених і гіпабісальних порід, віднесених нами до західнобузького трапового комплексу, описані в літературних джерелах [231; 27; 255]. Систематизація і узагальнення опублікованих даних та залучення ширших фактологічних матеріалів, отриманих останнім часом в результаті геологозйомочних і пошукових робіт, показали, що досліджувані породи за петрохімічними і петрографічними ознаками загалом близькі до родини пікробазальтів та пікродолеритів нормальної лужності і помітно відрізняються від інших трапових комплексів нижньовендської трапової формації регіону. Для них характерні високий вміст олівіну (до 10–40%), піроксенів (до 40%), при відносно близькій останнім частці плагіоклазу (< 40%). Від типових толейтів вони відрізняються високою магнезійністю, а також пониженими вмістами кремнезему і вапняного компоненту (табл. 4.2). Змінені мигдалекам'яні базальти належать до сублужної або навіть лужної серії, що зумовлено, в основному, їх інтенсивною цеолітизацією.

**Олівінові базальти** – найрозповсюдженіші породи західнобузького трапового комплексу. Репрезентовані масивними фанеритовими і мигдалекам'яними різновидами. Надійним критерієм віднесення базальтів саме до



західнобузьких (заболотівських) може вважатися дрібноплямиста текстура. Зумовлена наявністю великої кількості зеленувато-чорних виділень смектитизованого палагоніту і псевдоморфоз ідингсит-хлоритових агрегатів по олівіну.

В мінеральному складі основної маси базальтів переважають плагіоклази (40%) і моноклінний піроксен (35%), апоолівінові утворення складають 5–10%. Титаномagnetит, палагоніт і змінена речовина мезостазису містяться в підпорядкованій кількості. Модальний олівін зустрічається рідко і заміщений майже повсюди ідингситом, боулінгітом, серпентином та хлоритом. У той же час середній вміст нормативного олівіну сягає 19% і є найбільшим серед вивержених порід волинської серії; тому дані базальти ми відносимо до групи олівінових. Із акцесорних мінералів серед базальтів відзначається апатит, сфен, лейкоксен.

За співвідношенням і ступенем ізоморфізму породоутворюючих мінералів встановлюється наступний порядок їх кристалізації:  $Ol \rightarrow An_{66-60} + Crx \rightarrow An_{70-57} + TiMt \rightarrow Crx + An_{47-34} + TiMt$  [164].

Таблиця 4.2

**Середній хімічний склад порід західнобузького трапового комплексу**

Компоненти	Петрогенні (%)				Рідкісні ( $n \cdot 10^{-4}$ г/т)	Рідкоземельні ( $n \cdot 10^{-4}$ г/т)		
	Базальти	Пікрити (св. 5359)	Базальтові порфірити (св. 5359)	Габро (св. "Берестечко")	Базальти			
SiO <sub>2</sub>	46,63	38,66	43,28	41,99	Ba*	224	La	17,8
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,96	1,95	0,75	Pb	4,4	Ce	36,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	17,72	16,5	7,09	Sn	1,4	Pr	4,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,43	4,04	5,13	7,61	Ti	9739	Nd	20,13
FeO	4,92	4,06	6,75	6,08	Mn	944	Sm	4,43
MnO	0,24	0,21	0,37	0,19	Nb	14	Eu	1,53
MgO	10,46	17,67	8,24	22,09	Ga	12	Gd	4,33



продовження табл. 2

CaO	7,17	2,63	7,89	5,07	Cr	150	Tb	0,73
Na <sub>2</sub> O	2,83	2,35	4,16	0,66	Ni	57	Dy	4,13
K <sub>2</sub> O	0,81	1,21	0,27	0,15	Co	21	Ho	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,05	0,09	0,08	Mo	0,4	Er	2,2
SO <sub>3</sub>	0,05	0,023	0,02	0,05	V	212	Tm	0,3
В. п.п.	4,21	8,91	4,86	5,83	Cu	38	Yb	1,96
Сума	99,68	99,49	100,3	99,45	Zn	80	Lu	0,3
Кількість аналізів	n = 47	n = 3	n = 4	n = 6	Zr	151	Zr	119,67
					Y	10	Hf	3,13
					Yb	1,09	Nb	7,36
					P	393	Th	1,5
					Sr	108	U	0,3
					Sc	20,1	n = 3	
					n = 218			

Із вторинних мінералів найпоширенішими є хлорит-сметитові агрегати, анальцим, пластинчасті і голчасті цеоліти, гідроксиди заліза, халцедон, кальцит, які виповнюють численні мигдалини базальтів, а також зустрічаються в прожилках. У мінералізованих мигдалинах і прожилках трапляються зерна самородної міді та халькозинова гідротермальна мінералізація, які поширені також серед масивних базальтів в інтерстиціях основної маси. Переважаючими структурами базальтів є інтерсертальна, толейтова, гіалотакситова. Для базальтів з центральних частин покривів характерні мікродолеритова, мікропорфірова і пойкилоофітова структури (рис. 4.7).

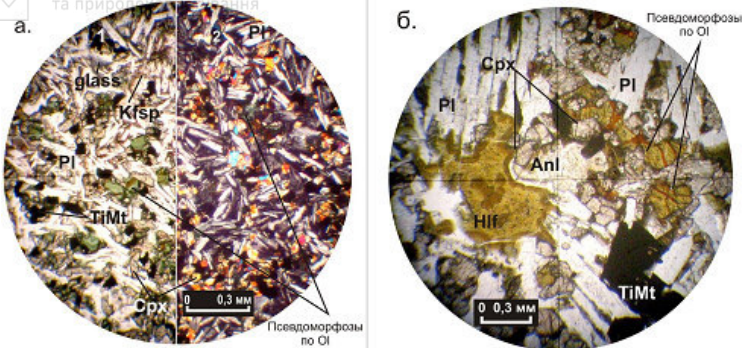


Рис. 4.7. Мікрофотографії взірців апоолівінових базальтів: *а* – інтерсерціальна структура основної маси породи (1 – без аналізатора, 2 – ніколі +), олівін заміщений псевдоморфозами ідингситу-боулінгіту (св. 1 с, гл. 1270 м); *б* – олівін заміщений псевдоморфозами, по центру крупні новоутворення анальциму і хлорофеїту (св. 8, гл. 410,5 м), без аналізатора

Характерними для олівінових базальтів досліджуваного комплексу є підвищений в два-три рази, порівняно з базальтами інших трапових комплексів регіону, вміст хрому і порівняно низькі вмісти барію, ванадію і більшості рідкісноземельних елементів (див. табл. 4.2). За вмістами петрогенних, рідкісних і розсіяних елементів породи досліджуваного комплексу загалом близькі до середнього складу літосферної мантії [250; 251; 282]. Це узгоджується з моделлю [239], за якою первинні мантіїні виплавки мають пікритовий склад.

**Пікрити** – змінені масивні афанітові породи зеленого кольору з дрібними виділеннями в основній масі та в прожилках хлориту і тальку. Більшу частину їх об'єму складають серпентин-хлоритові та тальк-іденгсит-боулінгітові апоолівінові агрегати, серед яких розсіяні дрібні лейсти плагіоклазів, зерна піроксену, а також ділянки зміненого мезостазису. Характеризуються низькою кислотністю, високими магнезіальністю, глиноземистістю і лужністю (див. табл. 4.2).

**Верлітові габро** складаються з псевдоморфоз серпентину по олівину – 36,7% (29,9–41,2%), моноклінних піроксенів – 18,1% (13,5–20,5%), плагіоклазу – 39,7% (30,8–50,6%), рудних мінералів – 0,3% і серпентинізованих мезостатичних ділянок –



5,2%. Пойкілофітова і сегрегаційна структура порід характеризується скупченнями зерен олівіну, які цементуються плагіоклазом і піроксенном, що знаходяться в офітових співвідношеннях. Середній вміст MgO в них становить 22%.

**Базальтові порфірити** – масивні сірі породи, насичені неорієнтованими порфіровими виділеннями розміром  $2 \times 10$  мм білого плагіоклазу (переважно анортиту). Основна маса складається з породоутворюючих плагіоклазів двох генерацій: лабрадору (32–40%) й анортиту (10%), моноклінного піроксену (35–44%), магнетиту (4–6%), зміненого скла (10–13%) та окремих зерен ромбічного піроксену. Роль порфірових виділень відіграють також ідіоморфні таблички моноклінного піроксену. Через низьку кислотність (див. табл.) ці породи можуть бути віднесені до пікропорфіритів.

**Базальтові туфи і туфіти** – тонкошаруваті дрібнозернисті породи, складені вулканокластичним матеріалом (до 80%), місцями з осадовими домішками (до 10%), а також з цементуючих гідротермальних мінералів (10–30%): цеолітами, смектитами, хлоритами, гідроксидами заліза. Дрібні пірокластичні уламки (до 2 мм) репрезентовані зміненим базальтовим склом, крупні (до 30 мм) лапілі – базальтами. Серед туфів зустрічаються прошарки туфітів з підвищеним вмістом (10–30%) алотигенних зерен кварцу і польового шпату.

Основними асоціаціями гідротермальних мінералів в породах західнобузького комплексу є: хлорит+смектити+Ca-Na цеоліти+ломонтит +преніт±вайракіт, хлорит+смектити+ломонтит+преніт±самородна мідь, хлорит-смектитові агрегати+преніт+альбіт+анальцим±кальцит, за якими гідротермальні зміни відповідають ломонтит-пренітовій фації метаморфізму.

## 4.2. Верхньоприп'ятський траповий комплекс

### 4.2.1. Особливості геологічної будови комплексу [121]

Комплекс поширений у верхів'ях р. Прип'ять та в басейнах її притоків (річки Вижівка, Тур'я, Цир, Стохід, Піна, Горинь), а також в басейні р. Західний Буг на площі понад 50 тис. км<sup>2</sup>



(рис. 4.8). До нього віднесені, виходячи з єдності стратиграфічної позиції і речовинного складу, численні покриви переважно низькотитанистих толеїтових базальтів і пов'язані з ними вулканокластичні утворення, відомі в сучасних стратиграфічних схемах нижнього венду України як бабинська і лучичівська світи (верстви) волинської серії [133; 201], у Східній Польщі – середня частина славатицької серії [262], в Південно-Західній Білорусі – перша пірокластично-ефузивна товща ратайчицької світи [36; 115].

Трапи верхньоприп'ятського комплексу залягають на покривах апоолівінових базальтів західнобузького трапового комплексу, а в місцях їх виклинювання – на теригенних олігоміктових відкладах нижньовендської горбашівської світи, рифейських пісковиках і алевролітах поліської серії, або на палеопротерозойському кристалічному фундаменті. Перекриваються, з розмивом, – вулканоміктовими відкладами нижньовендських зорянських верств та їх латеральних стратиграфічних аналогів (в Польщі і Білорусі), а в Брестській западині – андезитами, дацитами другої товщі ратайчицької світи.

Складовими верхньоприп'ятського комплексу є, на думку автора, також сили глиноземистих габро-долеритів осовської асоціації, поширені серед відкладів рифейської поліської серії і нижньовендської горбашівської світи в основі розрізу волинської серії. Вони близькі до толеїтових базальтів комплексу за речовинними особливостями і територіально з ними пов'язані, тому умовно розглядаються як субвулканічні утворення.







глиноземистих габро-долеритів осовської асоціації та ймовірний контур їх поширення); 4 – контур покриву толейтових базальтів в бабинській світі; 5 – ізопахіти лучичівської світи; 6 – контур палеовулканічних споруд в лучичівській світі по ізопахіті 60 м; 7 – ізопахіти бабинської світи; 8 – фаціальні границі; 9 – західно-бузький траповий комплекс; 10 – контур покривів олівінових базальтів західно-бузького трапового комплексу; 11 – осадово-пірокластичні відклади волинської серії нижнього венду; 12 – олігоміктові теригенні відклади поліської серії (середній-верхній рифей) та горбашівської світи (нижній венд); 13 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент; 14 – межі міжблокових тектонічних зон (I – Костопільсько-Лишнівської, II – Високовської, III – Мінсько-Вижівської, IV – Стоходсько-Могилівської, V – Луцької (Горинської), VI – Заболотівсько-Бузької); 15 – свердловини, на яких базуються побудови та їх номер. На колонках: 16 – базальтові туфи, 17 – лавокластичні брекчії, 18 – толейтові базальти, 19 – олівінові базальти, 20 – дацити, 21 – олігоміктові пісковики і гравеліти; AR-PR – архейсько-палеопротерозойський кристалічний фундамент; R<sub>3</sub>z<sub>b</sub> – жобринська світа верхнього рифею; V<sub>1</sub> – стратони нижнього венду (gb – горбашівська світа, zb – заболотівська світа, bb<sub>1</sub>, bb<sub>2</sub>, bb<sub>3</sub> – перша, друга і третя товщі бабинської світи, lċ – лучичівська світа, zr – зорянські верстви, jk – якушівські верстви, rċ<sub>1</sub> – перша товща ратайчицької світи, rċ<sub>2</sub> – друга товща ратайчицької світи); 22 – державні кордони

Трапи верхньоприп'ятського комплексу найкраще вивчені в Прип'ятському валу, а також у західному крилі Поліської сідловини, де вони виведені під домезозойську поверхню і розкриті численними (близько 650) свердловинами, пробуреними з відбором керна. З порід комплексу отримано понад 600 визначень їх повного хімічного складу, майже 6500 аналізів на вміст міді і благородних металів, тисячі спектральних аналізів. В шліфах, штучних шліхах і аншліфах вивчено їх петрографічний і мінеральний склад.

**Бабинська світа – V<sub>1</sub>bb.** Для туфової бабинської світи досліджуваного комплексу характерна порівняно слабка мінливість фацій і потужностей. Однак, за їх розподілом у регіоні виділяється два типи розрізів світи.

У Західній і Центральній СФП Брестсько-Волинської СФЗ, де Волино-Оршанський авлакоген сполучається з краєм СЄП бабинська світа, як і підстелюючий західнобузький траповий комплекс, здобуває найбільшу потужність (210 м) (рис. 4.9). Тут її розріз має трьохчленну будову, зумовлену присутністю в



середній частині туфогенного розрізу пачки (покриву) базальтів, і поділяється [38; 39; 144] на три літологічно відмінні породні пачки: нижню (туфову), середню (базальтову) і верхню (туфову).

В основі бабинської світи наявна пачка туфогенних відкладів з аномальними значеннями гамма-активності, яка за каротажними даними добре маркує покрівлю заболотівської світи [38; 39]. Зрідка, наприклад, в розрізі св. 5649 в р-ні с. Гірники [57] в підшві бабинської світи на звітрених заболотівських базальтах фіксуються грубоуламкові осадові і осадово-пірокластичні породи – гравеліти і туфогравеліти, а також туфи з домішкою кварцу і польових шпатів, котрі засвідчують існування між обома світами, а, відповідно і між західнобузьким та верхньоприп'ятським траповими комплексами, стратиграфічної перерви.

В Східній СФП Брестсько-Волинської СФЗ бабинська світа репрезентована товщею різноуламкових туфів, потужність якої загалом значно менша (до 90 м), порівняно з Центральною СФП. В середині розрізу бабинської світи базальтового покриву тут вже немає, він виклинюється в районі 25-го меридіану, тому допоміжні літостратиграфічні підрозділи в туфогенному розрізі світи тут не вирізняються. В основі даної світи лише виділяється пачка туфітів, для яких також характерна підвищена гамма-активність. Вона добре маркує покрівлю горбашівської світи.

На латеральний розподіл потужності бабинської світи найбільше впливають Горинська (Луцька) і Костопільсько-Лишнівська тектонічні зони, а також, ймовірно, зона Т-Т, простягання якої відповідає загальний структурний план туфового покриву. Зв'язок пірокластичних продуктів вулканізму і розломів більш детально показано іншими авторами [81; 185], за якими максимальне накопичення, можливо і виверження пірокластички в складі туфової товщі, відзначається в місцях перетину регіональних розломів різних напрямів.

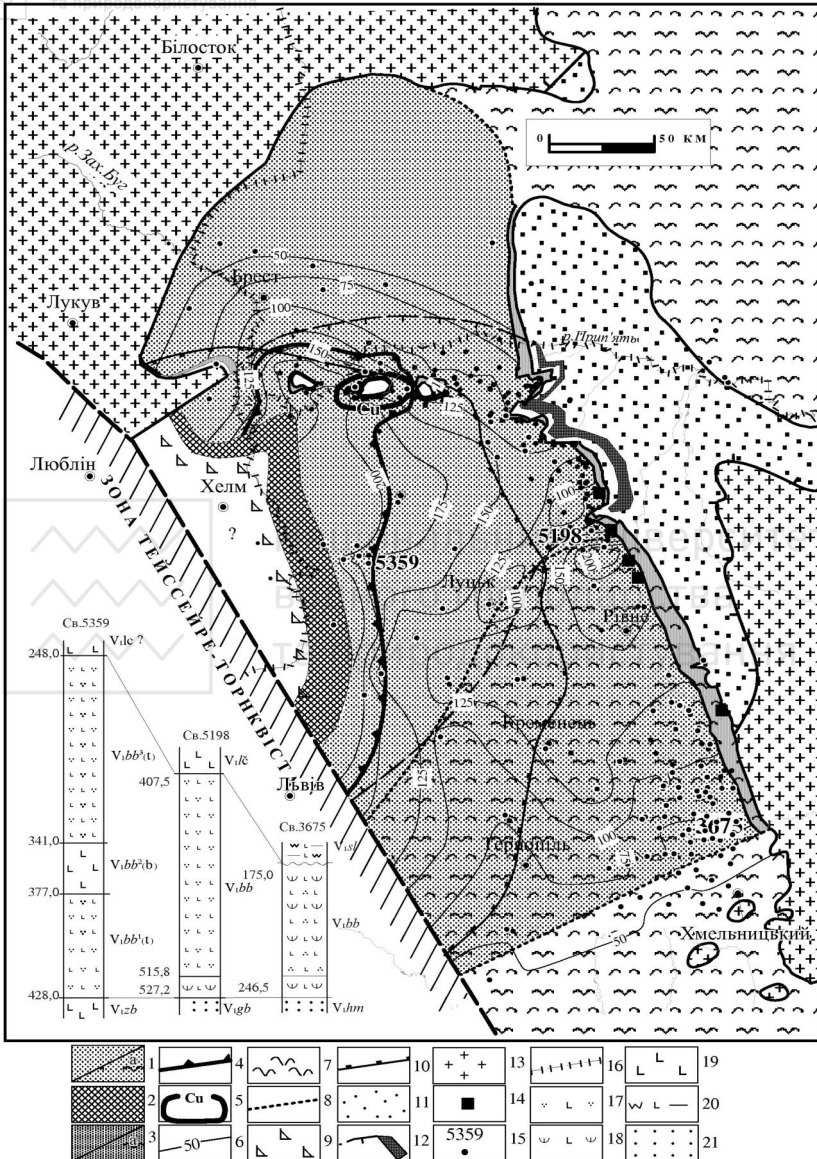


Рис. 4.9. Схема геологічної будови товщі цеоліт-сметитових вулканічних туфів (бабинської світи) нижнього венду в чохлі Волино-Подільської плити (долучичівська і домезойська поверхні).



1–3 – ділянки поширення товщі целіт-сметитових туфів (а – з шарами туфітів): 1 – під стратонами нижньовендської волинської серії, 2 – під стратонами верхньовендської могилів-подільської серії, 3 – під мезозойсько-кайнозойськими відкладами; 4 – контур покриву толейтових базальтів в туфовій товщі (відповідає Жирицькій палеовулканічній депресії); 5 – контур вивченого мідного зруденіння в горизонтах 2А і 2Б; 6 – ізопахіти туфової товщі; 7 – вулканогенно-осадові товщі нижнього венду; 8 – фаціальні границі; 9–10 – покриви олівінових базальтів заболотівської світи нижнього венду: 9 – під верхньовендськими відкладами, 10 – контур їх поширення під туфОВОЮ товщею нижнього венду; 11 – олігоміктові теригенні відклади поліської серії (середній-верхній рифей) та горбашівської світи (нижній венд); 12 – сили габро-долеритів в поліській серії та контур їх поширення; 13 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент; 14 – кар'єри, що розкрили туфову товщу; 15 – свердловини, що розкрили туфову товщу та їх номер; 16 – державні кордони. На колонках: 17 – целіт-сметитові вулканічні туфи, 18 – туфіти, 19 – базальти, 20 – вулканоміктові алевроліти, 21 – олігоміктові пісковики і гравеліти.  $V_1$  – стратони нижнього венду: *gb* – горбашівська світа, *bb* – бабинська світа та бабинські верстви пригоринської світи, *lc* – лучичівська світа), *sl* – слущка світа, *hm* – хоморські верстви

На межі з Волино-Подільською СФЗ туфова бабинська світа фаціально заміщується туфогенними відкладами пригоринської світи, в якій, поряд з туфами, значну роль відіграють туфіти. Далі на південь, в Подільській СФЗ, вони переходять в осадові і туфогенно-осадові фації грушкінської світи нижнього венду. Разом з тим, суттєво (до 40 м і менше) зменшується потужність цих відкладів. У Південно-Західній Білорусі, в районі Поліської сідловини, туфові верстви в складі ратайчицької світи також фаціально переходять в туфогенно-осадові відклади [36; 193], а в Біловежжі вони з нижньовендського розрізу виклинюються.

**Перша пачка (туфова) –  $V_{1bb}^1(t)$ .** Складена різноуламковими переважно псамітовими, літовітрокластичними шаруватими туфами бурого кольору. Серед них у верхній частині розрізу пачки поширені прошарки зелених і буро-зелених псамітових та алевритових туфів, які займають іноді до 15% пачки. За підрахунками Я.О. Косовського [182] кількість прошарків зеленоколірних туфів в окремих повних розрізах може сягати 7–8, зрідка більше, а потужність декотрих з них лише в окремих випадках перевищує 1,5–2,0 м. З прошарками зеленоколірних туфів як



правило просторово пов'язана стратиформна розсіяно-вкраплена і прожилкова самородномідна мінералізація у рудоносному горизонті 2А. Ділянка, де зустрічаються згадані прошарки міденосних зелених і буро-зелених міденосних туфів, характеризується максимальною потужністю першої (срокатобарвної) туфової пачки і в цілому контролюється поширенням базальтового покриву, розглянутого нижче. За межами зазначеної території прошарки буро-зелених туфів виклинюються.

Потужність першої туфової пачки змінюється від 34,6 до 96,2 м. Ділянки загальної максимальної потужності пачки, і присутності міденосних зеленоколірних туфів інтерпритується як локальна Жирицька палеовулканічна депресія бабинського часу.

*Друга пачка (базальтова) –  $V_1bb^2(b)$*  являє собою ефузивний покрив посередині туфового розрізу бабинської світи, поширений в західній частині території досліджень (див. рис. 4. 10). Пачка складена кількома (до п'яти) малопотужними потоками базальтів олівін-толейтової групи (рис. 4.11), які за мінералого-петрографічними особливостями і хімізмом [144] подібні до охарактеризованих нижче базальтів лучичівської світи [161].

Потоки базальтів мають слабо виражену зональну будову. Центральна і нижня частина цих потоків представлена масивними афанітовими та фанеритовими базальтами з дрібними мигдалинами, а краєві частини поруч з підшовою і покрівлею – мигдалекам'яними їх різновидами з численнішими та крупнішими мигдалинами.

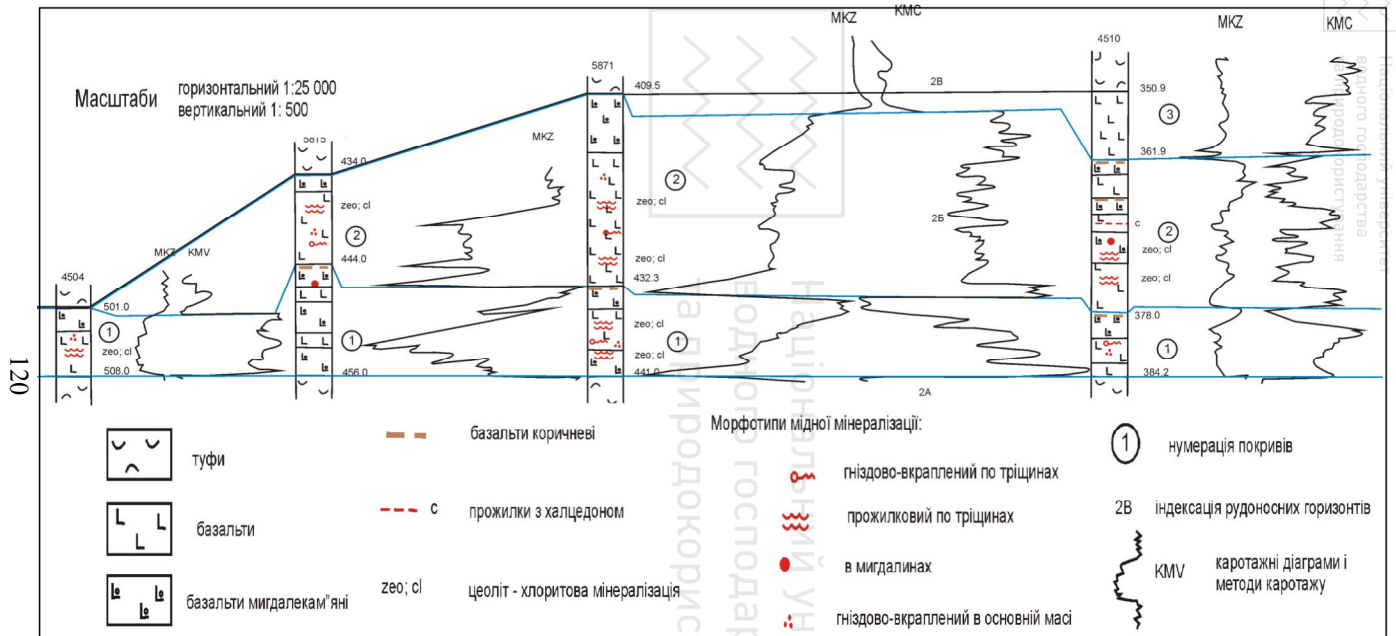


Рис. 4.10. Схема будови і кореляції розрізів другої (базальтової) пачки (горизонт 2Б) бабинської світи (ділянка Жиричі) за [182]





Зазначені різновиди базальтів в розрізі покриву неодноразово повторюються і здебільшого не мають добре виражених контактів. Місцями у верхній частині покриву між потоками базальтів залягають прошарки туфів (св. св. 5809, 5833). Іноді в покрівлі покриву зустрічаються тонкі шари лавокластичних брекчій (св.св. 11, 8278), а в підшві фіксується зона до 0,5 м загартовання туфів, що залягають під ним.

В масивних фанеритових та афанітових базальтах центральної і нижньої частини потоків місцями присутнє самородномідне зруденіння (див. рис. 4.10) (горизонт 2 Б), а за межами рудоносних полів поширена самородномідна мінералізація розсіяно-вкрапленого типу.

Потужність базальтової пачки змінюється від 1,4–2,4 м на ділянках, які інтерпретуються локальними підняттями, до 43–48 м – в районах ймовірних лавових озер.

**Третя пачка (туфова)** –  $V_1bb_3(t)$  вінчає розріз бабинської світи і встановлюється тільки в контурі поширення під нею базальтового покриву другої пачки. Потужність пачки сягає 90 м (св. 8147). Складена вона різноуламковими переважно псамітовими і алевритовими літовітрокластичними шаруватими туфами бурого кольору. Серед них поширені шари і прошарки строкатоколірних псефітових туфів з домішками вулканоміктового матеріалу. Останній складений напівокруглими, літокластичними, сортованими уламками гравійної розмірності базальтів та зміненого вулканічного скла. В прошарках буро-зелених псамітових та світлобрунатних псефітових туфів у верхній частині розрізу пачки наявна самородномідна мінералізація розсіяно-вкрапленого типу (міденосний горизонт 2В). Поблизу підшви нижнього базальтового покриву лучичівської світи туфи в інт. до 1 м бувають загартованими з характерними темними плямами спікання

Зовнішня простота будови туфових пачок аж ніяк не означає їх повної одноманітності. Їм властиві часті зміни гранулометричного складу (від тонкоуламкових різновидів до псамітових), типів і кутів нахилу шаруватості, наявність пізолітів (рис. 4.11) та інтервалів з ознаками підводного



змучування, оповзання осадів, «ін'єкцій» різноуламкових туфів одних в другі по привідкритих тріщинах. Нерідко зустрічаються мікроскиди, в поодиноких випадках присутні полігональні утворення з тріщинками висихання, що їх обмежують, тощо (св.св. 5850, 4502, 4510, 4555 і багато інших). Подібні відклади, за співставленнями з продуктами сучасних вивержень пірокластитів [15], свідчать на наземні, або мілководні умови їх формування, а наявність серед них обкатаних і сортованих уламків – про можливість їх перевідкладення.



Рис. 4.11.  
Пізолітвміщуючі  
туфи пачки  $V_{1bb_1(t)}$   
(рудопрояв Жиричі,  
св. 5870, гл. 517,0 м)



**Лучичівська світа (верстви) –  $V_1 I\check{c}$ .** Ефузивна складова верхньопріп'ятського трапового комплексу – лучичівська світа (верства) виділена і описана нами [161] як самостійний підрозділ, але затверджена НСК (від 18.09.2008) в ранзі верств ратнівської світи.

Стратомісцевість лучичівської світи (верств) знаходиться в районі села Лучичі Ратнівського р-ну Волинської обл; страторегіон – у верхів'ях р. Прип'ять (рис. 4.12). Голостратотипом лучичівської світи пропонується вважати розріз свердловини 8253. В якості парастратотипу вибрано розріз, розкритий св. 4466 біля м. Кузнецовська (с. Цміни), яка пробурена за 100 км від голостратотипу світи.

Лучичівські верстви (світа) на сьогодні відкартовані в північній частині території Волино-Подільської серії листів в





процесі виконання ГДП-200, а також при тематичних роботах і використовуються в пошукових роботах на мідь [182]. Описання голостратотипу світи опубліковано [161]. Показано також її прикладне значення, як одного з найважливіших стратиграфічних чинників міденосності нижньовендських трапів Волині [142].

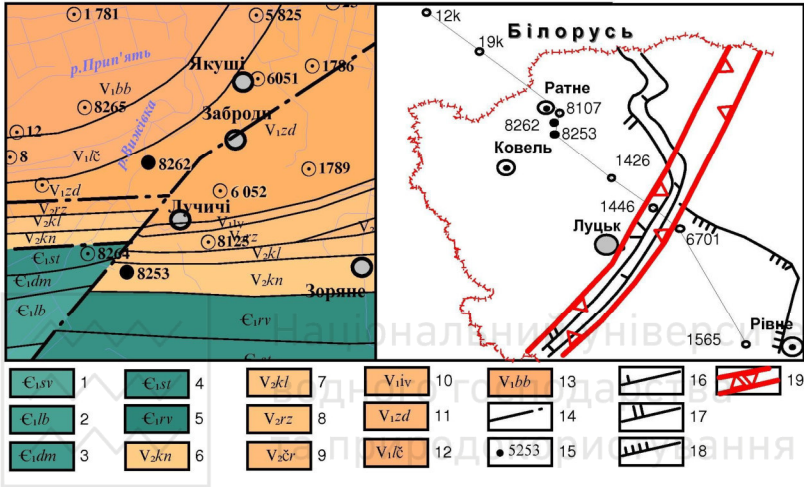


Рис. 4.12. Схематична геологічна карта домезозойської поверхні в стратотиповій місцевості лучичівської і забродівської світи (масштаб 1 : 50 000): 1–5 – світи нижнього кембрію: 1 – світязька, 2 – любомльська, 3 – домінопільська, 4 – стоходська, 5 – рівненська; 6 – канилівська серія верхнього венду; 7–9 – світи верхнього венду: 7 – колківська, 8 – розницька, 9 – чарторійська; 10–13 – стратони нижнього венду: 10 – іваномислівська товща, 11 – забродівська світа, 12 – лучичівська світа; 13 – бабинська світа; 14 – розривні порушення; 15 – свердловини та їх номери (заліті чорним ті, що розкрили голостратотипові розриви лучичівської і забродівської світи). Східний контур поширення стратонів: 16 – лучичівської світи, 17 – забродівської світи, 18 – слуцької світи, 19 – Луцька (Горинська) тектонічна зона

В межах України лучичівська світа поширена у верхів'ях р. Прип'ять та в басейнах її правих притоків (р.р. Виживка, Тур'я, Цир, Стохід, Горинь), а також в басейні р. Зах. Буг на площі понад 25 тис. км<sup>2</sup>. На зазначеній території вона розкрита на повну потужність 281 свердловиною. На домезозойську поверхню виступає в Гірницькому, Хотешівському,



Хотиславському, Тельчинському, Оваднівському підняттях і в західному крилі Поліської сідловини. В басейні р. Зах. Буг світа в розрізі волинської серії відсутня у зв'язку з її ймовірним доверхньовендським розмивом, або зміщенням області вулканічної активності лучичівського часу на схід. Фрагменти розрізу світи можна спостерігати в базальтових кар'єрах біля с. Іванчі Володимирецького р-ну Рівненської обл., де вони описані при характеристиці горизонту міденосних лавокластичних брекчій [151].

Лучичівська світа складена кількома (до п'яти) покритими базальтів олівін-толейтової групи, розшарованих пачками лавокластичних брекчій, іноді з прошарками різноуламкових пірокластичних порід. Нижні базальтові покрити світи вміщують стратиформне самородномідне зруденіння (горизонти  $3A_1$ ,  $3A_2$ ,  $3A_3$ ). В основі світи місцями залягають різноуламкові тефроїди з прошарками вулканоміткових гравійних конгломератів. Нашарування світи на Волині стратиграфічно узгоджено підстелені відкладами бабинської світи і перекриті, місцями з розмивом, відкладами розглянутих нижче зорянських верств нижнього венду. Їхня потужність в регіоні коливається від 0 до 117 м.

В керні свердловини 8253 над коричневими різноуламковими шаруватими туфами бабинської світи знизу вверх по розрізу (рис. 4.13) спостерігаються нашарування наступних порід:

1. 410–417,6 м – горизонт строкатоколірних тефроїдів з прошарками вулканоміткових піщано-гравійних відкладів і туфів основного складу. Гравій серед вулканоміткових відкладів репрезентований зміненими різноколірними ефузивами і туфами, слабо сортований, в різній мірі обкатаний.

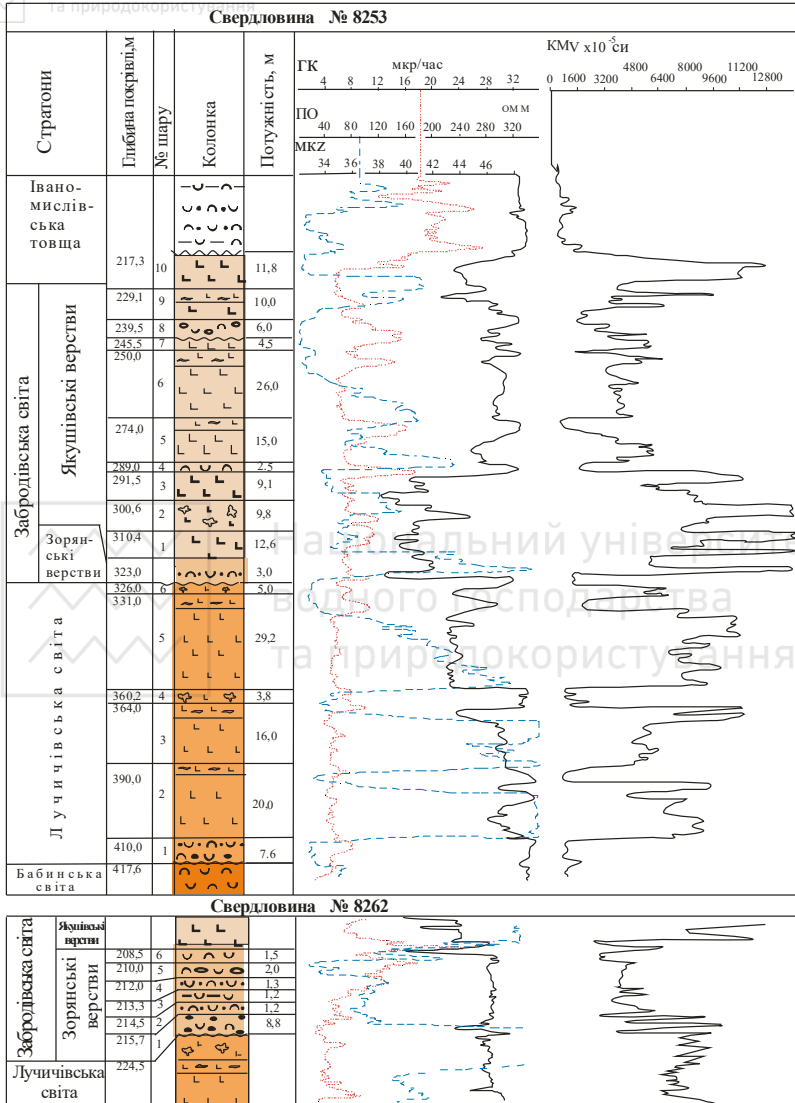


Рис. 4.13. Стратигопові розрізи лучичівської і забродівської світ розкриті свердловинами 8253 та 8262. Умовні позначення тіж, що на рис. 4.14



2. 390,0–410,0 м – перший покрив ( $b_1$ ) базальтових ефузивів зональної асиметричної будови. В покрівлі покриву на гл. 390,0–396,0 м залягають різнобарвні лавокластичні брекчії з туфовим і гідротермальним цементом, а під ними – мигдалекам’яні змінені базальти. В центрі покриву (398,0–401,5 м) знаходяться масивні афанітові базальти, а в нижній частині (401,5–409,5 м) – фанеритові і палагонітові їх різновиди горизонтально-смугастої текстури. В інт. 399,7–400,7 м в палагонітових мигдалинах і навколо них в основній масі базальтів присутні численні зерна самородної міді діаметром до 1 мм (міднорудний горизонт  $3A_1$ ). В основі покриву знаходиться вузька (0,5 м) зона мигдалекам’яних базальтів, а під нею – тонкий (0,1 м) прошарок лавокластичних брекчій з гідротермальним цементом. Контакт чіткий, субгоризонтальний.

3. 364,0–390,0 м – другий покрив базальтових ефузивів ( $b_2$ ) зональної будови. В середній і нижній частинах покриву знаходяться чорні масивні фанеритові базальти, місцями із нитковидними прожилками, вивупненими чорним палагонітом, халцедоном, цеолітами. Серед них в інт. 381,0–386,0 м поширені пластинки і вкраплення самородної міді (міднорудний горизонт  $3A_2$ ). Остання на тлі чорного оксамитового палагоніту на площинах прожилків створює ефект «зоряного неба».

4. 360,2–364,0 м – шар загартованих агломератових туфів. В їхньому складі лапілієві уламки і бомби базальтових шлаків діаметром до 10–15 см несуть сліди пластичних деформацій і мають рвані краї, густо насичені мигдалинами анальциму і зцементовані алевритовим та псамітовим туфовим матеріалом або гідротермальним анальцимом і кальцитом.

5. 331,0–360,2 м – третій покрив базальтів ( $b_3$ ). Знизу догори в розрізі покриву залягають наступні відміни ефузивів: а) фанеритові базальти (15,7 м) масивні і горизонтально-смугасті, в яких розсіяні пилевидні вкраплення самородної міді (міднорудний горизонт  $3A_3$ ); б) афанітові базальти (9,5 м) з дрібними рідкими мигдалинами палагоніту; в) лавокластичні брекчії з лавовим цементом та базальти з брекчієво-такситовою текстурою (1 м); г) лавокластичні брекчії з туфово-гідротермальним, переважно анальцимовим, цементом (3 м).



6. 326,0–331,0 м – агломератові туфи, складені різновеликими (діаметром до 0,2 м) уламками темнозелених мінералізованих шлаків і мигдалекам'яних базальтів та коричневим різнозернистим туфовим цементом. В мигдалинах серед уламків і в гніздах серед цементу широко розвинутий анальцит з окремими виділеннями кварцу та кальциту.

Вище по розрізу залягають вулканоміктові відклади, що належать до зорянських верств забродівської світи.

За результатами магніостратиграфічних досліджень керну численних свердловин в ефузивних розрізах лучичівських верств виділяються до чотирьох магнітозон [45, 46, 168], більшість яких характеризуються високими схиленнями векторів намагнічення. Це свідчить про відносно тривалий період формування даного стратону, що відповідав, щонайменше, кільком інверсіям магнітного поля в часі.

Отримані Sm-Nd методом значення модельного віку базальтів нижнього покриву лучичівських верств (зразки також відібрані із свердловин, пробурених на Рафалівській ділянці) становлять 940 та 981 млн р. [226]. Вік, отриманий за Rb-Sr ізохроною по тих же трьох взірцях базальтів лучичівських верств та одному взірцю змінених туфів, становить  $552 \pm 59$  млн р. і відповідає, на думку авторів визначення, часові вторинних змін порід [226].

У Луцькій тектонічній зоні ефузивні покриви лучичівської світи в пд.-сх. напрямку послідовно виклинюються (додаток Д). Натомість в розрізі волинської серії зростає до 196 м (св. 5229) потужність туфових бабинських верств пригоринської світи, що може свідчити про можливі фаціальні взаємопереходи зазначених стратонів. Разом з тим, збільшується до 60 м потужність вулканоміктових зорянських верств забродівської світи, які, в даному випадку, нівелюють постлучичівський вулканічний палеорельєф.

**Ратайчицька світа, перша (нижня) товща – V<sub>1</sub> r<sub>с</sub>l.** У Південно-Західній Білорусі чіткого розподілу пірокластичних і ефузивних фацій у розрізі верхньопріпятського комплексу не спостерігається, а на більшій території має місце перешаровування базальтових і туфових пачок.



В Підлясько-Брестській западині стратиграфічним аналогом бабинської і лучичівської світ за положенням в розрізі і речовинним складом є, на наш погляд, перша товща базальтових ефузивів і туфів ратайчицької світи [36; 193], перекрита андезитами, дацитами і їхніми туфами (рис. 4.14). Її потужність збільшується від 40–60 м на півночі та сході ареалу поширення трапів в Білорусі до 300–340 м на південному заході у напрямі до зони Т-Т. На породах товщі розвинута кора вивітрювання потужністю 1,5–2 м [49].

В складі розрізу товщі виділяється до трьох пачок туфів базальтового складу, і до чотирьох базальтових покривів і потоків потужністю від 2–10 до 50 м, розділених лавокластичними брекчіями і агломератами. Потокам властива зональна будова. Середні частини потоків складені темно-сірими масивними відмінами базальтів олівін-толеїтової групи з рідкими «везикулами дегазацій», виповненими постмагматичними мінералами. До підшови і особливо до покривлі потоків масивні базальти змінюються захованокристалічними і афіровими мигдалекам'яними різновидами, мигдалини яких виповнені хлоритом, халцедоном, кварцем, — палагонітом, анальцимом, цеолітами, рідше монтморилонітом, карбонатом, каолінітом.

В районі поширення кислих ефузивів брестського комплексу по всьому розрізу першої базальтової товщі ратайчицької світи за даними білоруських геологів [104] зустрічаються туфи змішаного складу з різним співвідношенням уламків базальтів і андезидациті-ріодацитів, а також окремі пропластки туфів кислого складу – у верхах вказаної товщі.





4 – агломератові, 5 – псефітові, 6 – псамітові і алевроитові; 7–8 – породи кислого складу: 7 – ефузиви; 8 – туфи; 9–12 – вулканоміткові відклади основного складу: 9 – конгломерати, 10 – гравеліти, 11 – пісковики, 12 – алевроліти і бентонітові глини; 13 – вулканоміткові відклади змішаного складу, 14 – неузгоджене залягання. Профіль кореляції розрізів показано на рис. 4.12

**Осовська асоціація глиноземистих габро-долеритів – vV<sub>10s</sub>.** Асоціація виділена нами за матеріалами В.Ф. Судовцева [171], Б. Я. Воловник [83], І.С. Гарбуза [58; 170]. Назва асоціації дана за місцевістю поширення габро-долеритів в районі с. Осове (св. 1443 [171]). Дана породна асоціація в межах площі робіт представлена в основному середньо- і дрібнозернистими габро, серед яких переважають дрібнозернисті різновиди з долеритовою структурою. Вони утворюють сили серед порід поліської серії середнього-верхнього рифею та серед відкладів горбашівської світи волинської серії нижнього венду, або на межі між ними, займаючи при цьому міжформаційне положення (додатки Б.1, Б.2.).

Тіла габроїдів, віднесенні до даної асоціації, виступають на домезозойську поверхню в Тельчинському піднятті, де розкриті св. св. 1443, 1444, 1451, 1453, 5054, 5302, 4, 158, 270 і "Луцька-1". Вони утворюють сили потужністю до 163 м (св. 1443) [171] серед відкладів жобринської світи верхнього рифею (поліська серія) та горбашівської світи нижнього венду (волинська серія). Крім того, тіла габроїдів за даними сейсморозвідки фіксуються серед поліської серії по всьому району робіт у вигляді субгоризонтальних пластових інтрузій значної протяжності.

В місцях виходу на докрейдову поверхню моноклінально нахилені сили габроїдів створюють дугові аномалії магнітного поля. В тих випадках, коли сили занурюються під ефузивні фації волинської серії і стають недосяжними для свердловин, вони фіксуються за даними електричного зондування шарами високого опору та за матеріалами сейсморозвідки у вигляді чітких відбиваючих границь.

По відношенню до вміщуючих порід поліської та волинської серій сили габроїдів є згідними або положосічними і,





вочевидь, залягають на різних гіпсометричних та, вірогідно, стратиграфічних рівнях. Контакти між габроїдами і вміщуючими породами нерівні. В ендозонах контактів сили місцями представлені мигдалекам'яними базальтами. Екзоконтактові зміни вміщуючих порід (до 0,2 м) виражені в окременінні та перетворенні їх в кварцити. Характер контактів, загалом, свідчить на користь інтрузивного, активного способу проникнення магми в уже літофіковані вміщуючі породи.

В розрізі св. 1444 [171] тіло габро-долеритів потужністю понад 77 м залягає безпосередньо під характерними відкладами горбашівської світи, розкрита потужність яких неймовірно мала (1,5 м), оскільки, вочевидь, підрізана ним при вторгненні. В районах с. Колки і оз. Біле свердловинами також розкриті малопотужні апофізи габро-долеритів, що розсікають базальти верхньої частини волинської серії [83].

Вік габро-долеритових інтрузій в неопроперозойському розрізі досліджуваного регіону різними авторами трактується по-різному [83; 109; 171; 58; 170]. Радіогенні датування габро-долеритів, отримані калій-аргоновим методом, коливаються в межах 320–1120 млн р., проте основна кількість визначень віку попадає в проміжок 520–710 млн р. [42], що відповідає часовому інтервалу фомування трапів волинської серії, визначеному цим же методом.

У чинній легенді до Волино-Подільської серії аркушів габро-долерити за віком віднесені в пізній рифей. Ряд дослідників [109; 171; 58; 170] присвоюють цим породам широкий рифей-вендський віковий діапазон та відстоюють точку зору про неодноразовість вторгнення інтрузій габро в неопротерозої і, відповідно, доволинський та волинський час їх становлення.

Автор дотримується думки про можливість вторгнення силів габро-долеритів, що відносяться ним до осовської асоціації, під час виверження базальтових лав лучичівської світи волинської серії, з якими вони близькі за складом, тобто у ранньому венді. Разом з тим, не відкидається можливість існування в районі тіл доволинських габро, уламки яких знаходяться серед горбашівських і навіть поліських відкладів.



Проте вони можуть бути і алотигенними, тобто принесеними в горбашівську світу, як і гальки кварцитів та гранітоїдів, з областей розмиву кристалічного фундаменту.

**Зональна будова та механізм формування базальтових покривів.** Покриви базальтів значної потужності (понад 20–30 м) в складі лучичівської світи та першої товщі ратайчицької світи мають добре виражену зональну будову, що характерно для наземних основних ефузивів [210]. Від центра до покривлі і підошви потужних покривів, як правило, виділяються наступні різновиди порід, що мають поступові переходи: 1 – фанеритові флюїдально-смугасті базальти; 2 – афанітові масивні базальти; 3 – мигдалекам’яні базальти; 4 – лавокластичні брекчії з лавовим цементом, 5 – лавокластичні брекчії з туфовим та гідротермальним цементом. Верхні зони лавокластичних брекчій і мигдалекам’яних базальтів в покривах значно потужніші від нижніх, що обумовлює певну асиметрію в їх будові. На відміну від описаних, малопотужні покриви представлені, в основному, тільки одними мигдалекам’яними базальтами і лавокластичними брекчіями. Зони лавокластичних брекчій з лавовим цементом присутні не у всіх покривах. Лавобрекчії з гідротермальним цементом також проявлені не повсюдно, а в основному входять до нижніх базальтових покривів лучичівської світи.

На-сьогодні ми дотримуємося думки [140; 151] про конвеєрний механізм формування зональних покривів в процесі переміщення потоків в’язкої, дещо остудженої лави типу «ах-ах», який розглянутий на прикладі базальтового покриву, розкритого в кар’єрі «Іванчі» (рис. 4.15).

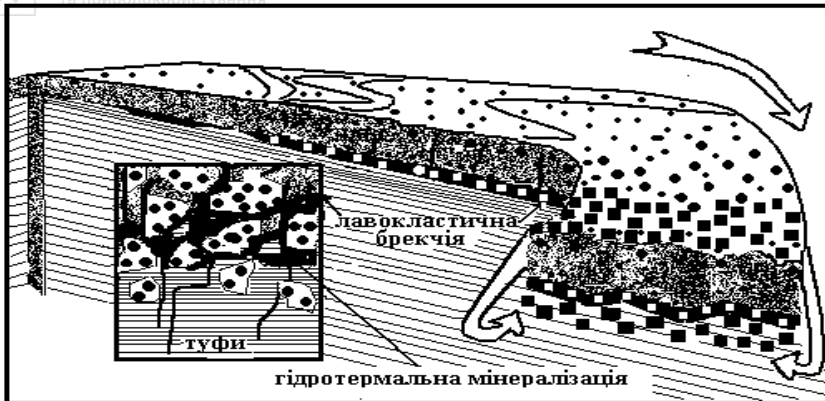


Рис. 4.15. Нижній базальтовий покрив лучичівської світи в кар'єрі «Іванчі»

Запропонована модель формування лавових покривів (рис. 4.16), основана на актуалістичному підході, з використанням прикладів із проявів сучасного толейтового вулканізму [216; 234; 276; 277; 281; 284] та моделях Рейдела [281] і Селфа [284], розроблених для кайнозойських трапових покривів плато Колумбія. Як показують спостереження над сучасними потоками базальтової лави, масштаби утворення лавокластичних брекчій залежать від низки фізичних характеристик, що визначають тип лавових потоків. Найвагомішими із них є такі взаємопов'язані величини, як швидкість руху ( $U$ ), густина ( $\rho$ ) та в'язкість ( $\eta$ ) розплаву в потоці заданої довжини ( $L$ ), що контролюють характер течії лави (турбулентний чи ламінарний) і описуються безрозмірним числом йнольдс ( $Re = \rho UL / \eta$ ).



Рис. 4.16. Схема формування лавового потоку типу «ах-ах» і утворення лавокластичних брекчій. Умовні позначення: 1–2 – базальти (1 – масивні, 2 – мигдалекам'яні), 3 – уламки базальтів, 4 – лавокластичні брекчії, 5 – туфи. Стрілками показані напрямки переміщень лави

Турбулентний характер руху магми в потоці за гідродинамічними розрахунками [210] встановлюється при умовах, коли число  $Re > 2000$ , що характерно для перегрітих рідких базальтових лав. При такому русі тепло в лаві передається конвекцією і значного перепаду температур в межах потоку не виникає. В місцях безпосереднього виливу базальтової магми на поверхню та поблизу них цей фактор виключає можливість значного зонального твердіння магми біля поверхні потоку, а відтак – і формування тут лавобрекчій.

Спостереження за сучасними базальтовими потоками на Гавайських островах [216] свідчать, що поверхня лав покривається тонкою гладенькою кіркою. В середині потоку лава ще гаряча і продовжує рухатись, іноді зминаючи цю кірку складками у вигляді канатів, що в'ються, котрі потім, як і весь потік, охолоджуються і одночасно з ним твердіють. Потоки рідкої лави такого типу, вслід за гавайськими островами,



називають «па-хое-хое» (на відміну від потоків більш в'язкої лави, що носять назву «а-а»).

Базальтові лави можуть текти і ламінарно. Такий спосіб руху спостерігається тоді, коли вони, охолоджуючись, набувають порівняно високої в'язкості або при малому нахилі земної поверхні мають низьку швидкість і, відповідно, низьке число Рейнольдс ( $Re < 2000$ ). При цьому внаслідок втрати магмою тепла шляхом кондукції (теплопровідності) всередині лавового потоку виникає температурний градієнт і встановлюється режим кристалізаційної диференціації магми, котрий призводить до виникнення в потоці відомої вертикальної петрологічної зональності, яка була описана також і нами в базальтових потоках волинської серії [113; 122]. В покрівлі та периферійних частинах таких потоків лави твердіють і при подальшому русі потоку руйнуються на уламки. Нижні з них тонуть в лаві, частково асимілюючись нею з утворенням при її застиганні брекчій з лавовим цементом, а верхні- цементуються покриваючою їх пірокластикою з утворенням брекчій з туфовим цементом. Останній, ймовірно, може проникати також в середину застиглого потоку, виповнюючи порожнини між уламками лави, мигдаліни та тріщини.

Уламки лави разом з продуктами їх цементації транспортуються до фронтального краю та боків лавового потоку, який все ще рухається подібно конвеєру (або тракторним гусеницям), як це характерно для потоків «а-а» лави. З переднього краю такого потоку уламки скочуються та падають додолу на субстрат. На них повільно наповзає фронт лави, котра втискує уламки в слаболітіфіковані туфи, якщо субстрат пірокластичний, та цементує їх з утворенням горизонтів лавокластичних брекчій, відповідно, з туфовим та лавовим цементом тепер вже в основі потоку. В процесі охолодження потоку до температури, при якій вже можливе насичення його водою, в пустотах порід відкладаються гідротермальні мінерали.

На користь запропонованого механізму брекчієутворення свідчить пластова форма тіл брекчій, їх широке



розповсюдження по площі та невід'ємний зв'язок з покритвами базальтів, розміщених на різних стратиграфічних рівнях.

**Палеовулканічні структури**, що знайшли відображення в будові верхньоприп'ятського трапового комплексу, переважно витягнуті в плані, але мають складну конфігурацію. Їх елементи орієнтовані у північно-західному, рідше – в північно-східному і ортогональних напрямках. Площа цих споруд становить 1000–2000 км<sup>2</sup>. В їх розміщенні з певною часткою умовності можна віднайти структурний контроль з боку тектонічних зон діагонального простягання. Прикладами таких палеовулканічних структур, служать Жирицька палеовулканічна депресія і Костопільсько-Лишнівське палеовулканічне пасмо.

*Жирицька палеовулканічна депресія* реконструюється за локальним зростанням потужності бабинської світи за рахунок першої і другої її пачок у верхів'ї р. Припять (див. рис. 4. 10). Умовний контур палеодепресії контролюється поширенням базальтового покриву (другої пачки) та зеленоколірних туфів в складі першої строкатобарвної пачки бабинської світи, які загалом співпадають. В центрі депресії потужність строкатобарвної туфової пачки сягає 96,2 м, а базальтового покриву – до 43-48 м. Депресія під час накопичення прошарків зеленоколірних туфів, ймовірно, періодично заповнювався водою, що і забезпечило збереження у нейтральному або відновному середовищі розглянутих нижче первинних особливостей їх речовинного складу, близьких до толейтових базальтів. В подальшому депресія була виповнена литкими базальтовими лавами, які утворили покрив (другу пачку) в складі бабинської світи.

*Костопільсько-Лишнівське палеовулканічне пасмо* контролюється однойменною тектонічною зоною північно-західного простягання (див. рис. 4.8, додки Б.1, Д). Пасмо утворено низькими щитоподібними траповими спорудами, за умовний контур яких вибрано статистично середню ізопакіту 60. Від країв до центра палеовулканічних споруд кількість базальтових покривів і, як наслідок, загальна їх потужність в складі лучичівської світи (Україна) і першої товщі ратайчицької



світи (Білорусь) закономірно зростають. Нижні з них мають найбільше поширення, а верхні локалізовані.

В будові палеовулканічних споруд відторено численні осередки виверження і локалізації магм, в розміщені яких вгадується структурний зв'язок з розломами північно-західного простягання. Осередками виверження можуть бути ділянки трапів з суттєвим (понад 80%) переважанням вулканокластичних продуктів у розрізі. Тут поширені прижерлові агломератові лави і проявлена поствулканічна тектонічна активність. В просторовому зв'язку з цими ділянками серед ефузивів пошуковим бурінням місцями (села Чарторийськ, Видерта) виявлені також рої малопотужних (1–5 см) туфових і базальтових прожилків.

За поширення і акумуляцію базальтових покривів в будові Костопільсько-Лишнівського палеовулканічного пасма відповідають також розломні структури північно-східного простягання, зокрема Вижівсько-Мінська і Луцька (Горинська) тектонічні зони. В першій відзначається найбільша потужність трапів лучичівської світи та акумульована найбільша кількість базальтових покривів, а друга обмежує поширення трапів лучичівської світи і контролює розподіл потужностей в бабинській світі.

Між потужностями лучичівської і бабинської світи за даними документації 96 свердловин, які повністю розкрили розрізи їх обох, встановлена зворотна кореляція (коефіцієнт 0,41 при рівні значимості 0,2). Це свідчить, на наш погляд, про тісний зв'язок умов формування зазначених стратонів, зокрема про те, що нижні покриви лучичівської світи могли виповнювати вулканічний чи ерозійний палеорельєф у туфогенних відкладах бабинської світи. Крім того, не виключена можливість фаціальних взаємопереходів цих стратонів і діахронність їхньої стратиграфічної межі в зонах розломів.

У позитивних плікативно-блокових структурах (Ратнівська, Хотешівська, Оваднівська, Теклінська горст-антикліналі), які, ймовірно, проявляли активність під час ранньовендського вулканізму, в розрізах лучичівської світи





спостерігається тенденція до зменшення потужності і числа базальтових покривів. Останні в ядрах зазначених структур місцями виклинюються з розрізу. Зокрема, така ділянка виявлена бурінням в ядрі Теклінської горст-антикліналі (св. 4517), де титанисті феробазальти нижнього покриву якушівських верст залягають безпосередньо на туфах бабинської світи.

Таким чином, синвулканічні палеоструктурні елементи певних напрямків у трапах верхньоприп'ятського комплексу проявляють функціональну своєрідність. Лінійні вулканоструктури північно-західного простягання, що орієнтовані вздовж краю ССП (зони Т-Т), вочевидь, були магматогенними. Структури північно-східного напрямку, а також успадковані плікативно-блокові структури, можливо, тільки контролювали поширення і акумуляцію летких толеїтових магм.

**4.2.2. Речовинний склад порід.** Особливості складу вивержених порід – толеїтових базальтів, базальтових туфів, лавокластичних брекчій, віднесених нами до верхньоприп'ятського трапового комплексу, в основному описані в літературних джерелах [121; 161; 223; 227; 231; 232]. Систематизація й узагальнення опублікованих даних та залучення широких фактологічних матеріалів, отриманих останнім часом у результаті геологозйомочних і пошукових робіт, показали, що найменш змінені вивержені породи цього комплексу за петрохімічними і петрографічними ознаками (табл. 4.3) загалом належать до родини низькотитанистих толеїтових базальтів нормальної лужності і помітно відрізняються від базальтів інших трапових комплексів нижньовендської трапової формації регіону. Для них характерні найвищі вмісти вапняного компонента, нормативних і модальних плагіоклазів (до 40–60%) і моноклінних піроксенів, а також наявність незначної кількості нормативного та модального (у складі гломерофірових скупчень) олівіну.

В базальтових покривах зональної будови проявлена вертикальна петрохімічна і мінералогічна зональність, яка вказує на те, що під час кристалізації магми в середині покривів відбулася диференціація. Змінені мигдалекам'яні базальти, туфи





і вулканокластичні брекчії належать до сублужної і або навіть лужної серії [137], що в основному зумовлено їх інтенсивною цеолітизацією.

Таблиця 4.3  
Середній хімічний склад порід верхньоприп'ятського трапового комплексу

Підрозділ	Породи	Петрогенні компоненти, ваг. %											Кількість проб						
		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>							
лучинівська світа	Базальти	48,48	1,61	14,35	6,31	7,07	0,27	6,77	8,95	2,82	0,73	0,21	173						
бабинська світа	Туфи червоні	47,49	1,87	13,57	10,7	2,81	0,19	7,18	3,06	4,7	1,37	0,15	147						
	туфи зеліні	47,08	1,42	13,92	7,37	4,28	0,22	7,06	7,58	3,78	0,92	0,11	16						
	Базальти	46,48	1,48	15,86	7,82	5,68	0,26	6,57	7,84	3,19	1,05	0,22	56						
осовська асоціація	габродолерити	49,7	1,06	18,44	2,57	9,58	0,17	5,42	7,43	3,36	1,47	0,46	12						
Мікроелементи (г/т)																			
		Ba	Nb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Pb	Sn	Mo	Cu	Zn	Zr	Y	Yb	Sr	Sc	
лучинівська світа	базальти	265	14	17	129	58	28	289	4,1	1,7	0,55	102	25	179	18	1,2	101	183	1286
бабинська світа	базальти	195	14	11	86	74	15	156	4,1	1,1	0,41	90	89	119	13	1,3	116	157	221
Рідкоземельні елементи (г/т)																			
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu				
лучинівська світа	базальти	19,56	37,79	4,97	21,92	4,85	1,62	5,19	0,83	4,91	0,97	2,75	0,4	2,49	0,38			26	

Загалом, для основних порід верхньоприп'ятського комплексу характерні понижені (порівняно з кларком) вмісти ряду мікроелементів, зокрема, Cr, Ni, V, Sr, а також помірні вмісти рідкоземельних елементів (табл. 4.3). За вмістами рідкісних і розсіяних елементів низькотитанисті толейтові базальти бабинської і лучинівської світ, як буде показано в розділі 6, відповідають середньому складу нижньої континентальної кори і, на відміну від порід інших трапових комплексів регіону, ймовірно, є продуктами її часткового плавлення. Про це також свідчить наявність в базальтах



лучичівської світи цирконів, вік яких коливається в межах близько 1470–2000 млн років [23] і приблизно відповідає віку цирконів з гранітоїдів кристалічного фундаменту Гірницького підняття у Прип'ятському валі.

**Фанеритові базальти (низькотитанисті, толейтові)** приурочені до центральних та нижніх частин потужних ефузивних покривів і становлять до 60–70% їх об'єму. Характеризуються дрібнокристалічною структурою, масивною або флюїдально-смугастою текстурою (рис. 4.17), містять невелику (1–2%) кількість дрібних округлих мигдалин.



Рис. 4.17. Флюїдально-смугасті фанеритові базальти з центральної частини нижнього базальтового покриву лучичівської світи верхньоприп'ятського трапового комплексу в керні св. 8269 (гл. 325,4 -326, м). Діаметр керну – 70 мм

Переважаючими петроструктурами фанеритових базальтів є офітова, толейтова, мікродолеритова, мікропорфірова і пойкилоофітова (рис. 4.18). В інтерстиціях породи містять 1–15% вулканічного скла, заміщеного палагонітом. Вміст породоутворюючих мінералів зазвичай непостійний (%): плагіоклази – від 65–70 до 45–50, моноклінні піроксени – від 20–25 до 35–40, рудні мінерали – 5–10. Серед них чітко розрізняються [227] два мінеральних парагенезиси, що відповідають двом етапам кристалізації базальтів: перший складається з глибинних, часто гломерофірових вкраплень плагіоклазу  $An_{87-80}$  та авгіту  $En_{44}Fs_{17}Wo_{38}$ , другий включає плагіоклаз складу  $An_{69}Ab_{29}Or_2 - An_{58}Ab_{39}Or_3$ , авгіт  $En_{42}Fs_{18}Wo_{40}$



до  $En_{29}Fs_{36}Wo_{36}$ , піжоніт  $En_{54}Fs_{36}Wo_{10}$  –  $En_{45}Fs_{44}Wo_{11}$  (або олівін)  
та титаномagnetит.

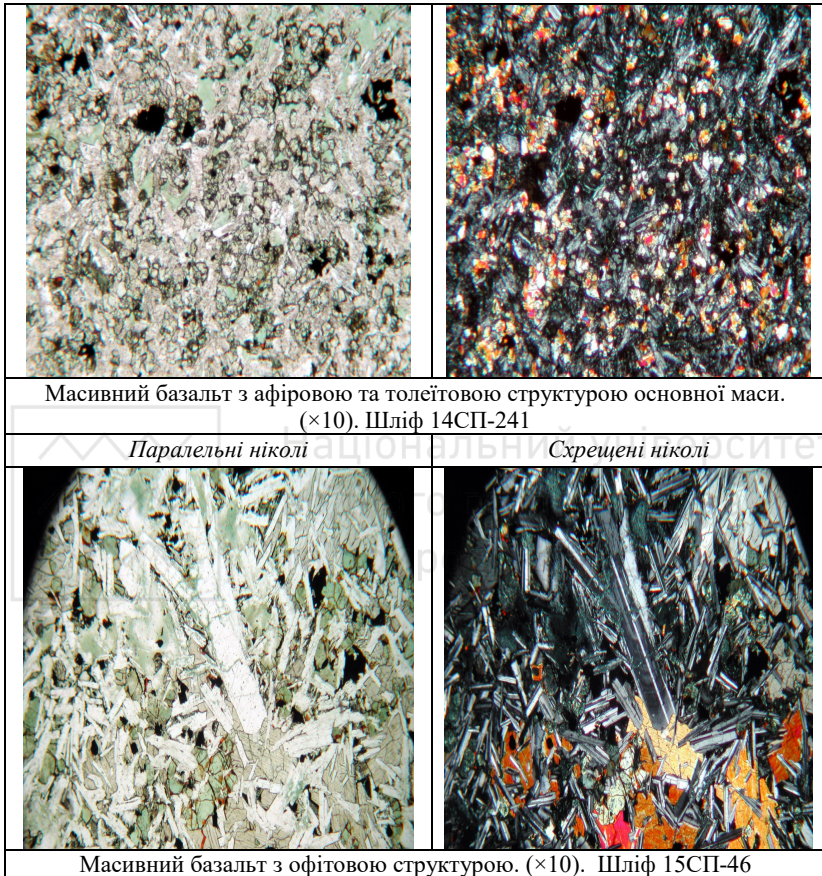


Рис. 4.18. Структурні різновиди масивних базальтів верхньоприп'ятського комплексу

Плагіоклаз утворює табличаті кристали, що нерідко мають чітко проявлену зональність. За рахунок розвитку малопотужних облямівок доростання зерна плагіоклазу можуть втрачати ідіоморфний вигляд. Дрібні (до 0,1 мм) ізометричні та призматичні кристали піроксенів розташовуються зазвичай між



лейстами плагіоклазу, формуючи своєрідні скупчення. Однак тим, незважаючи на своє інтерстиційне положення, піроксени зберігають ідіоморфний вигляд зерен. Фенокристали плагіоклазу і піроксену іноді утворюють доволі крупні скупчення (кластери), що за петрографічним складом відповідають габро. В окремих шліфах серед базальтів зустрічаються поодинокі зерна апоолівіну. Із акцесорних мінералів серед базальтів відзначається апатит, сфен, лейкоксен.

В флюїдально-смугастих різновидах фанеритових базальтів плагіоклази, піроксени та магнетит у чорних палагонітових смугах мають більші розміри, ніж в основній масі базальтів, а мезостазис у збільшених інтерстиціях сильніше змінений: майже весь палагонітований та хлоритизований. Палагоніт, зазвичай, виповнює інтерстиційні проміжки, або утворює, у флюїдально-смугастих базальтах, скупчення у вигляді дрібних платівок потужністю до 1 мм та довжиною до декількох сантиметрів. Саме у такому палагонітовому мезостазисі, місцями заміщеному хлорит-сметитовими агрегатами, в акцесорних кількостях зустрічаються дрібні вкраплення самородної міді, яка також розвивається по тріщинах, по спайності мінералів, у прожилках та в мигдалинах.

*Мигдалекам'яні базальти* характеризуються значною різноманітністю структурно-текстурних особливостей та мінерального складу на різних ділянках потоків, що обумовлено їх вертикальною петрологічною зональністю і вторинними змінами. До складу основної маси цих базальтів входять повністю девітрифікований (переважно хлоритизований, і гематитизований) мезостазис, серед якого рівномірно розміщені мікроліти зміненого плагіоклазу, зерна клинопіроксенів та рудні мінерали, зрощені з піроксенами. Мигдалини, розміром до 1–2 (рідко більше) см, виповнені, в основному, анальцимом, пластинчастими цеолітами та змішаношаруватими хлорит-сметитовими агрегатами, в різній мірі пігментованими гематитом.

*Глиноземисті габро-долерити*, що переважають в будові силів осовської асоціації, виглядають як зеленувато-сірі та чорні фанеритові породи з масивною текстурою. Мікроскопічні



дослідження даних порід в шліфах показують, що вони складаються (в %) з: плагіоклазу – (40–70), моноклінного піроксену – (10–45), інтерстиційної речовини та рудних мінералів. Гідротермальні зміни глиноземистих габро-долеритів в достатній мірі не досліджені. Відомо лише, що в них зустрічаються прожилка кальциту і ділянки хлоритизації та озалізнєня.

В керні св. 4459, інт. 116,3–116,8 м, в основній масі габро-долеритів, умовно віднесених нами до осовської асоціації, відзначаються окремі пилевидні вкрапленики самородної міді, які зустрічаються як в зонах озалізнєня, так і на ділянках хлоритизації (самородна мідь зустрічається в цій свердловині також в плямах освітлення відкладів бродівської світи на гл. 104 м і вище).

В цілому, габро-долерити осовської асоціації за своїм хімічним складом (див. табл. 4.3) суттєво відрізняються від тих, що описані нижче як хотешівська асоціація титанистих габро-долеритів, і від олівінових габро із св. «Берестечко». Вони відносяться до групи насичених кремнеземом низькотитанистих, глиноземистих основних порід нормального ряду, дещо збагачених оксидом кальцію, і відповідають глиноземистим габро нормального ряду [89; 90]. Порівняння їх хімізму з ефузивами волинської серії показує, що за вмістами петрогенних компонентів вони найближчі до мідєносних толейтових базальтів лучичівської світи.

*Брекчії з лавовим цементом* (лавобрекчії) спостерігаються на контактї з мигдалекам'яними базальтами і мають з ними поступові переходи. Уламки брекчій представлені інтенсивно зміненими гіалобазальтами, насиченими мигдалинами, плагіоклазами та пилуватими рудними мінералами у інтерстиціях. Просторовий розподіл цих компонентів в уламках обумовлює атакситову текстуру брекчій і допомагає відрізнити уламки від більш гомогенної цементуючої лави.

*Лавокластичні брекчії з туфовим цементом* в підшві базальтових потоків контактують з підстеляючими, а в покрівлі - з перекриваючими туфовими горизонтами. Туфовий матеріал в цементі брекчій за петрографічним складом переважно літо-





вітрокластичний, псамітовий та алевритовий, аналогічний відмінам в контактуючих туфових горизонтах. Уламки скла в туфах представлені псевдоморфозами смектитів і хлориту, мають примхливі опукло-ввігнуті обмеження і флюїдальну мікструктуру. Уламки порід представлені зміненими базальтами, гіалобазальтами та шлаками. Цемент туфів контактово-порового типу, за складом, переважно, анальцимовий і хлоритовий. В основі базальтових потоків цементуюча туфова маса. брекчій, як і підстеляючі туфи, ороговикована.

*Лавокластичні брекчії з гідротермальним цементом* (рис. 4.19) характерні для лучичівських верств. Займають в її розрізі проміжне положення між охарактеризованими вище різновидами лавокластитів і мають з ними поступові переходи. Особливістю даних брекчій є широкий розвиток в мигдалинах, серед уламків, а також в цементі анальциму, який місцями складає до 30–40% загального об'єму породи. Окрім того, в гідротермальному цементі брекчій містяться пластинчасті цеоліти, хлорити, смектити, халцедон, кварц, кальцит та рудні.



Рис. 4.19. Лавокластичні брекчії з гідротермальним та туфовим цементом в підшві нижнього базальтового покриву лучичівської світи (св. 8281, гл. 259,8–262,4 м). Діаметр керну – 70 мм

*Агломератові лавокластити (туфи)* складаються із грубого пірокластичного матеріалу, викинутого в пластичному і



напіврідкому стані. Для цих лапілієвих уламків характерні вигадливі фігурні обриси: грушевидна, еліпсоїдна, сплюснена форма з елементами обертання і закручування. Елементи закручування чітко простежуються по наявності пілотакситової структури. Уламки базальтів характеризуються великою розмаїтістю структур – від вітрофірової, гіалопелітової до інтерсертальної, або порфірової.

Лапілієві уламки з поверхні окислені, іноді оплавлені, характеризуються тонкобульбашковою і флюїдальною мікротекстурами, насичені мигдалинами (до 70%). Ці шматки лав складені склуватою масою з реліктовою склуватою і гіалопелітовою структурами і різним вмістом (3–40%) найтонших мікролітів плагіоклазів, яка непросвічує, або слабо просвічує у прохідному світлі. Розмір пустот від 0,01–0,05 до 0,2–0,8, зрідка 2–3 мм; форма сферична, сплюснена, неправильна, звивиста. У мигдалинах відзначається гематит-хлорит-цеолітова мінералізація. Агломератові туфи цементуються попелльним матеріалом, а також цеолітами, хлоритами і кальцитом. У багатьох ділянках спостерігається часткове спікання уламків без їхньої істотної деформації.

*Середньо і дрібноуламкові базальтові туфи.* За співвідношенням літо- та вітрокластичного матеріалу в розрізах верхньоприп'ятського комплексу домінують туфи перемінного складу: вітро-літокластичні, складені переважно уламками різноманітних за структурно-текстурними особливостями базальтів, рідше туфів, а також літо-вітрокластичні, складені переважно уламками різних форм і розмірів зміненого вулканічного скла. Перші характерні для псамітових, другі – для алевритових різновидів туфів.

За текстурними ознаками серед порід бабинської світи виділяються: масивні, шаруваті, тонкошаруваті, косошаруваті, перехресношаруваті (рис. 4.20), неясношаруваті туфи.

Власне літокластичні туфи, складені на 70–80% об'єму породи уламками змінених базальтів, рідше – уламками алевритових туфів, зустрічаються в розрізі рідко, переважно серед псефітових прошарків. Вітрокластичні туфи, які



практично повністю складені уламками вулканічного скла, поширені так само спорадично серед алевритових прошарків.

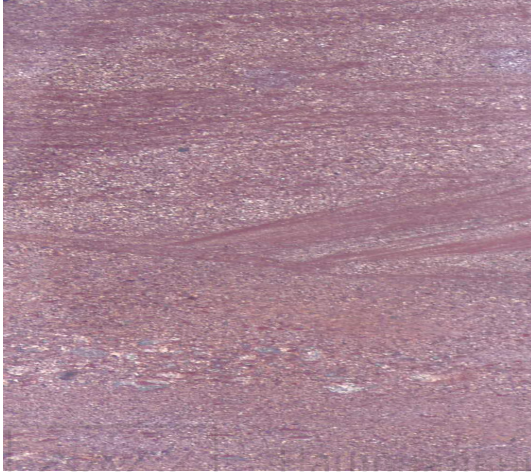


Рис. 4.20. Перехресна шаруватість у червоноколітних туфах бабинської світи (св. 8278, гл. 187,8 м) Діаметр керну – 70 мм

Уламковий матеріал туфів за формою та будовою можна розмежувати на дві групи:

1) сформований в твердому стані; 2) сформований в пластичному і напіврідкому стані. Для уламків першої групи властиві кутасті та напівокруглі, еліпсоїдні форми, що нагадують жорстку та гравійні зерна (рис. 4.21). Вони, на наш погляд, є продуктами руйнування та перемиву вже застиглих ефузивних порід і літифікованих пірокластів, тому можуть, з певною долею умовності, трактуватись ще і як вулканоміктові теригенні

утворення.

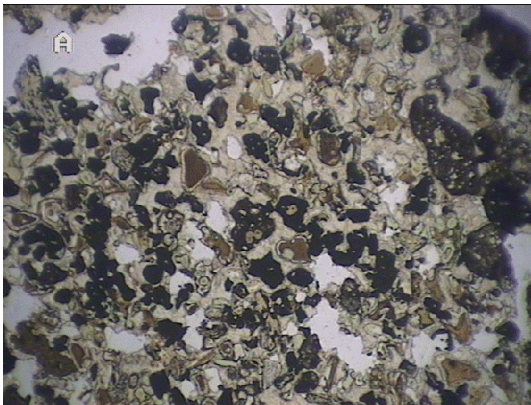


Рис. 4.21. Псамітові вітро-літокластичні туфи з уламками порід і скла напівокруглої форми (кар'єр «Іванчі»). Ніколі схрещені, ( $\times 5$ )

Для уламків другої групи характерні химерні фігурні контури, сплюснута та рогульчата форма. В середині





склуватих уламків спостерігаються флюїдально-вихрові структури. Такі уламки, вочевидь, і є власне пірокластичними утвореннями.

За кольором виділяються червоноколірні і зеленоколірні туфи та їх перехідні різновиди. *Червоноколірні туфи* складені уламками магматичних порід: зміненого вулканічного скла, базальтів, шлаків, туфів, а також мінералів: плагіоклазів, піроксенів, рудних. Вулканічне скло в значній мірі замінено мікрокристалічними хлоритовими і смектитовими агрегатами, пігментованими червоним пілуватим гематитом та мартитом.

*Зеленоколірні туфи* складаються переважно з рівновеликих уламків шпаруватого цілком зміненого вулканічного скла, рідше базальтів, а також піроксенів, плагіоклазів і магнетиту. Вулканічне скло в більшій частині замінено монтморилоніт-хлоритовими агрегатами, які виповнюють і порожнини. В цементі зеленоколірних туфів також переважають смектит-хлоритові агрегати, за участі халцедону, анальциму і цеолітів. В хлоритизованих туфах присутня тонкорозсіяна вкрапленість магнетиту і самородної міді.

Цемент всіх різновидів туфів за розповсюдженістю відноситься до базального (переважає), контактово-порового, крустифікаційного і плівкового типів. Нерідко навіть в межах одного шліфа спостерігається різне поєднання перерахованих вище типів цементациї. В складі цементу переважають різноманітні гідротермальні мінерали: найрозповсюдженіший анальцим, який місцями складає до 30–45% об'єму породи. Присутні також хлорит-смектитові агрегат, цеоліти, халцедон, кварц, кальцит, гідроокиси заліза. Зустрічаються також преніт, пумпеліт, ломонтит. Серед цеолітів найпоширенішими є натроліт, морденіт, томсоніт, птілоліт, гейландит.

Рудні мінерали в туфах представлені в знакових кількостях уламковими магнетитом, піротином, хромітом, лейкоксеном, а також епігенетичними гематитом, піритом, халькопіритом та самородною міддю. Остання в туфах утворює розсіяні вкраплення, іноді дендрити і прожилки.

За хімічним складом (див. табл. 4.3) червоноколірні туфи бабинської світи суттєво відрізняються від базальтів



нормального ряду, підвищеними вмістами лужних компонентів, низьким вмістом оксиду кальцію, переважанням окисного заліза над закисним, значними втратами при обпалюванні та наявністю в них значної кількості кристалізаційної води. Вказані петрохімічні особливості туфів зумовлені переважанням в складі цементуючої маси туфів тих чи інших гідротермальних мінералів, зокрема – анальциму, яким часто просякнуті ці породи, та інших цеолітів, а також заміщенням в уламках вулканічного скла хлорит-сметитовими та гематит-сметитовими агрегатами.

За хімічним складом (див. табл. 4.3) зеленоколірні туфи значно ближчі до толейтових базальтів, ніж червоноколірні, що пояснюється їх порівняно слабкішими специфічними гідротермально-метасоматичними перетвореннями, вираженими у розвитку по вулканічному склу уламках і в цементі хлоритів і сметитів групи сапоніту.

**4.2.3. Цеоліт-сметитові туфи та перспективи їх використання.** Вулканічні туфи бабинської світи на багатьох ділянках містять значну кількість цеолітів і сметитів (табл. 4.4).

За даними комплексного рентгеноструктурного та термічного аналізу (14 визначень) в пелітових різновидах червоноколірних туфів Берестовецького кар'єру (Рівненщина) в середньому міститься 64,8 ( $\pm 20$ )% сметитів діоктаедричної будови ряду монтморилоніт-нонтроніт, гідроокиси заліза, домішки кварцу і калієвого польового шпату. Псамітові різновиди червоноколірних туфів, отримані із свердловин поблизу Рафалівського кар'єру, в середньому (6 визначень) містять 65,0 ( $\pm 15,0$ )% сметитів триоктаедричної будови ряду гекторит-сапоніт та 28,2 ( $\pm 14,6$ )% анальциму і цеолітів.



Таблиця 4.4

Мінеральний склад (%) вулканічних туфів бабинської світи за даними повного мінералогічного аналізу (околиці с. Іванчі Володимирецького р-ну)

№№св.	19	17	8	20	13	14	Середнє
Гл. відбору, м	54,5	58,4	60,0	61,0	62,0	62,0	
Цеоліти	39,15	46,23	33,50	45,40	47,51	47,35	43,19
Смектити	59,62	42,83	31,54	54,78	50,83	51,08	48,53
Польові шпати	0,92	9,13	13,73	1,6	0,89	зн.	5,25
Магнетит	0,30	1,49	зн.	0,22	0,77	1,57	0,87
Мартит	0	0	3,52	0	0	0	0,59
Кварц	зн.	зн.	зн.	0	0	зн.	зн.
Хлорит	зн.	зн.	зн.	0	зн	зн.	зн.
Піроксен	0	0,22	0	0	зн.	зн.	0,06
Муль	0	0	17,66	0	0	0	2,94
Сума	99,99	99,90	99,95	102,00	100,00	100,00	100,31

Різновиди туфів, що містять високі концентрації цеолітів і смектитів, проявляють цінні сорбційні та катіонообмінні властивості. Так, за матеріалами В.О. Грицика, П.О. Ляшенко (1997), в анальцим-сапонітових туфах Варварівського родовища (Славутський р-н Хмельницької обл.) вибіркова адсорбція радіоцезію  $Cs^{137}$  при початковій радіоактивності середовища 46000 Бк (Т:Р=1:10) становить 99,5%, а адсорбція радіостронцію  $Sr^{90}$  при початковій радіоактивності середовища 3900 Бк (Т:Р=1:10) досягає 97,0%. Ємкість катіонного обміну в цих туфах складає 74,7 мг.екв./100г. До складу обмінного комплексу входять переважно катіони  $Mg^{2+}$  та  $Ca^{2+}$ , в меншій кількості  $Na^{+}$ ,  $K^{+}$  та інші. Загалом цеоліт-смектитові різновиди охарактеризованих туфів за складом і властивостями близькі до бентонітів.

Проведені нами дослідження [123; 124; 145; 220] показали, що цеоліт-смектитові вулканічні туфи регіону можна розглядати як нетрадиційний вид мінеральної сировини, придатної для широкого господарського використання (рис. 4.22).

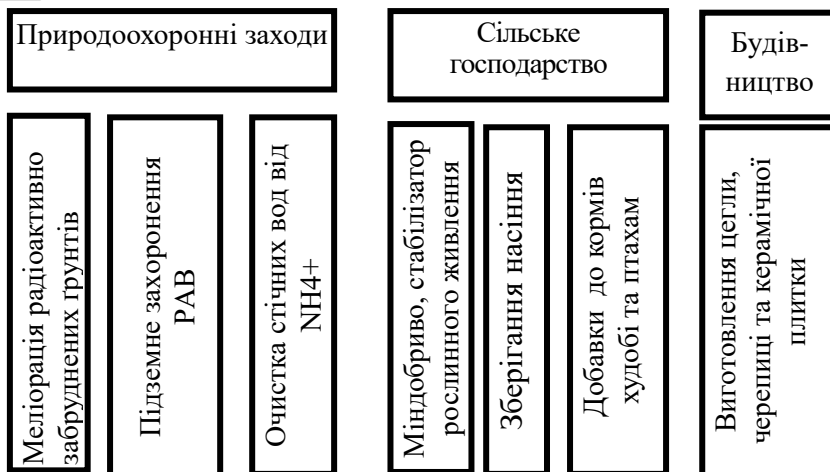


Рис. 4.22. Можливості господарського використання цеоліт-сметитових вулканічних туфів верхньоприп'ятського трапового комплексу

Технологічні випробовування показали, що борошно з пелітових туфів Берестовецького кар'єру з добавкою 1,0% мазуту спучується при температурі 1020°С і є придатним для виготовлення керамзиту. З борошна туфів Рафалівського кар'єру отримано дослідні взірці якісних керамічних виробів [146].

Проведені польові дослідження на землях запасу Шубківської сільської ради (Рівненщина) показали позитивну дію туфів Берестовецького кар'єру на врожай картоплі і кукурудзи на силос з приростом врожайності. Дослідні внесення туфів в радіоактивно-забруднені дерново-підзолисті ґрунти Рівненщини засвідчили ефективність застосування цих меліорантів для зниження вмісту ізотопів  $\text{Sr}^{137}$  в сільськогосподарських культурах. Позитивна комплексна дія туфового борошна проявляється також в наступних явищах у ґрунтах: а) нормалізації азотного та калійного живлення, б) зменшенні кислотності, в) балансуванні вмістів мікроелементів, г) утриманні вологи та в регулюванні водозабезпеченості рослин, д) збільшенні поглинаючої здатності



грунтів [146]. Досліджується також придатність туфів для ізоляції побутових відходів, очистки стічних і ставкових вод.

Інститутом кормів УААН (м. Вінниця) та Державним контрольним науково-дослідним інститутом ветпрепаратів і кормових добавок (м. Львів) розроблені технічні умови (ТУУ 46.15.ГО 026-2001), за якими подрібнені туфи та препарати, розроблені на їх основі («Зернол-2», «Галосил»), рекомендується використовувати як ефективний мінеральний консервант, що зберігає вологе зерно, силос і сінаж без втрат з одночасним підвищенням продуктивної дії фуражу. Туфовий препарат «Анальцим», який виробляє і постачає ТОВ «Аутлук» (м. Рівне) рекомендовано вводити до складу комбікормів для великої рогатої худоби, свиней, птиці та звірів [220].

Прогнозні ресурси туфової сировини в регіоні становлять мільярди т., тобто є практично невичерпними. Запаси туфової сировини, тільки в контурах базальтових кар'єрів Рівненщини площею 86 га при заглибленні на 10 м, за приблизною оцінкою можуть скласти 20 млн т. Приповерхні умови залягання туфів дозволяють добувати їх відкритим способом, в першу чергу з дна відпрацьованих базальтових кар'єрів без затрат на розкривні роботи, спорудження під'їзних шляхів та гірничодобувної інфраструктури. Для практичного використання туфової сировини не передбачається попереднього збагачення.

Із зеленоколірними смектит-хлоритовими різновидами туфів в Прип'ятському валі пов'язане стратиформне самородномідне зруденіння в горизонті 2А. Останній, разом з іншими міднорудними горизонтами в трапах, за попередніми техніко-економічними міркуваннями може бути придатним для промислової розробки. Туфове борошно із хвостів збагачення цих руд також мають перспективи різнобічного господарського використання для розглянутих вище потреб.

**4.2.4. Туфова товща в трапах регіону як потенційний об'єкт для захоронення РАВ.** Потужна товща розглянутих цеоліт-смектитових туфів завдяки своїм унікальним ізоляційним і сорбційним властивостям, сприятливим інженерно-геологічним умовам залягання та близькості до Рівненської і Хмельницької АЕС (див. рис. 4.7), репрезентована нами як



потенційний об'єкт для захоронення радіоактивних відходів [120; 123; 144].

За даними глибинного геологічного картування туфова товща в складі трапової формації нижнього венду простежується під мезозойсько-кайнозойськими відкладами вздовж західного схилу Українського кристалічного щита (УКЩ) у вигляді смуги шириною 1–10 км на глибинах від 5 до 250 м, звідки поступово занурюється на захід до глибин понад 4 км. В межах цієї смуги розміщені Рівненська та Хмельницька АЕС. Під першою туфи залягають на глибинах 50–180 м, під другою – 30–130 м.

Територія розповсюдження туфів (див. рис. 4.10) в цілому відповідає Волино-Подільській плиті, котра стабільно розвивалась в пасивному геодинамічному режимі принаймні на протязі останніх 100 млн р. Непорушені розломами тіла туфів за площею становлять десятки і сотні км<sup>2</sup> та мають потужність до 210 м.

За результатами фізико-механічних випробовувань (табл. 4.5) вулканічні туфи відносяться до різновиду природних напівскельових маломіцних ґрунтів. У водонасиченому стані вони мають межу міцності на одноосьове стиснення 5–10 МПа. При обпалені в інтервалі температур 1000–1100° С водопоглинання туфів зменшується до 5%, а при 1150–1200° С вони плавляться з утворенням міцних керамічних мас, в яких межа міцності на одноосьове стиснення сягає 25 МПа.

Вулканічні туфи Волино-Поділля загалом слабководонепроникливі породи. За даними пробних відкачок підземних вод із свердловин, вони мають коефіцієнт фільтрації 0,1–0,25 м/добу, що є значно меншим від цього показника для тріщинуватих скельних ґрунтів (4–12 м/добу).



Таблиця 4.5

Результати фізико-механічних випробовувань вулканічних туфів  
Іванчівського родовища (за матеріалами Рівненської геологічної  
експедиції ПДРГП «Північгеологія»)

Властивості туфів	Значення			Кількість проб	
	Xmin	Xmax	$\bar{X}$		
Щільність, г/см <sup>3</sup>	1,65	2,24	2,09	39	
Абсолютна вологість, %	0,027	0,149	0,088	14	
Об'ємна маса скелету, г/см <sup>3</sup>	0,027	0,149	0,088	13	
Питома вага, г/см <sup>3</sup>	2,12	2,89	2,52	24	
Пористість, %	8,3	30,8	22,31	18	
Коефіцієнт пористості	0,199	0,445	0,297	18	
Адсорбція, %	3,32	18,8	13,4	38	
Межа міцності при стисканні в повітряно-сухому стані, кгс/см <sup>3</sup>	59	1160	393	57	
Кут внутрішнього тертя, градус	30	40	34	17	
Коефіцієнт зчеплення, кгс/см <sup>3</sup>	47	111	86	17	

Тріщинуватість у туфах також на порядок слабкіша від тієї, що проявлена в скельових породах регіону. Для них характерні переважно міжзернові деформації, а окремі тріщини, як правило, заліковані вторинними мінералами: смектитами, карбонатами і хлоритами. Однак, в умовах глибокого залягання через туфи, незважаючи на значне зниження їх фільтраційних властивостей, все ж можливе проникнення напірних вод.

Дана умова, незважаючи на порівняно добрі ізоляційні та адсорбційні властивості туфів, дещо понижує рівень безпеки захоронення в них РАВ. За прикладом вулканічних туфів гори Яка (штат Невада), котрі вибрані для захоронення РАВ у США [98], найперспективнішими в цьому відношенні є ті масиви туфів, які розміщені в зоні аерації підземних вод або добре ізольовані водотривами. Виявлення і вивчення таких відносно сухих туфових масивів у Волино-Подільському регіоні має стати важливою задачею майбутніх інженерно-геологічних досліджень.



Попередня оцінка інженерно-геологічних умов туфової товщі (бабинської світи), розкритої 440 свердловинами, показує її високу потенційну придатність для захоронення РАВ в широкому діапазоні глибин. Найпридатнішими для приповерхневого захоронення РАВ є верхні частини розрізу туфової товщі з неглибоким (до 25м) заляганням її покрівлі, що знаходяться в північній частині Подільської височини (верхів'я р. Горинь, свердловини 86, 98, 197, 1520, 1522, 1551, 1555, 3615 та інші). Тут туфова товща потужністю до 100 м місцями залягає в зоні аерації ґрунтових вод на максимальних абсолютних позначках до +233 м. Разом з тим, як показали результати попередньої розвідки біля с. Ташки Славутського району, сапонітові різновиди туфів в даній місцині, завдяки високим вмістам цеолітів та смектитів, мають найкращі в регіоні сорбційні, ізоляційні і катіонообмінні властивості.

Що стосується глибокого захоронення РАВ, то для цього можуть бути придатними ті ділянки туфової товщі, де вона залягає серед трапів в межах динамічно стабільних блоків на глибинах в сотні і тисячі метрів (див. рис. 4.7) та ізольовані зверху і знизу потужними товщами скельних і слабоводопроникних порід. Такі умови залягання туфів властиві для більшої частини Волино-Подільської монокліналі, Волинського палеозойського підняття і Львівсько-Волинської западини на площі приблизно 150 тис. км<sup>2</sup>. Покрівля туфової товщі тут найглибше розкрита свердловинами на абсолютних позначках -3285 м (с. Н.Витків), -3370 м (с. Літовеж), -3740 м (с. Перемишляни), а потужність туфів сягає 200 м (с. Овадне). Під туфовою товщею і над нею на значній території регіону залягають численні покриви скельних інженерних ґрунтів – базальтів загальною потужністю до 220 м, а вище по розрізу – потужні товщі осадових відкладів неопротерозою і фанерозою, серед яких наявні численні шари порід з надійними ізоляційними властивостями.

Пропозиція підземного захоронення РАВ в цеоліт-смектитових туфах Волино-Поділля, за прикладом проектів захоронення РАВ в туфових товщах, які розробляються в США та Росії [98], може стати додатковою альтернативою намірам





ізолювати РАВ від екосистеми в Чорнобильській зоні відчуження і прилеглий частині Коростенського плутону [82], в підземних виробках соленосних формацій та інших геологічних об'єктах України.

### 4.3. Брестський комплекс кислих вивержених порід

#### 4.3.1. Особливості геологічної будови комплексу.

Брестський комплекс кислих вивержених порід включає асоціацію небазальтових вулканітів, розвинуту серед трапів регіону на площі 2,4 тис. км<sup>2</sup> в центральній частині Підлясько-Брестської западини і відомі в літературі [36; 193] як друга товща ратайчицької світи (див. рис. 4.15). Вулканіти кислого складу, як відзначали попередні дослідники, займають чітке положення в розрізі між двома базальтовими товщами – трапами верхньоприп'ятського та біловезько-подільського комплексів в нашій інтерпретації. Однак, це справедливо лише для периферійних ділянок області кислих ефузивів, оскільки в її центральній частині плато-базальти над ними відсутні [36; 193].

**Ратайчицька світа, друга (середня) товща – V<sub>1</sub> р<sub>ж</sub>.** Дана товща потужністю до 57–112 м складається з 1–3 покривів кислих ефузивів і малопотужних пачок туфів кислого складу розкритих свердловинами у Підлясько-Брестській западині (св. св. 1с, 1оп, 3к, 11к, 12к, Вичулки 201) на глибинах 1000–1500 м, в поодинокому випадку, на сході западини (св. 4к), – близько 600 м [193].

Один з найповніших розрізів товщі кислих ефузивів, розкритий у Підлясько-Брестській западині (св. 12к, гл. 1403 – 1467 м) корелюється з пачкою кислих туфів, розкритих серед трапового розрізу в р-ні Хотиславського підняття (св. 19к, гл. 420–434 м). Південно-східніше у Прип'ятському валі і Волино-Подільській монокліналі кислі ефузиви знаходяться серед трапів лише в гальках конгломератів розглянутих нижче зорянських верств (див. рис. 4.14).

Кислі ефузиви представлені чотирма петрохімічними типами порід [104]: андезидацитоїдними дацитами, піжонітовими дацитами, ріодацитами нормального ряду і



трахіріодацитами сублужного ряду. *Андезитоїдні дацити* утворюють короткі потоки потужністю 20–25 м. Тіло *піжонітових дацитів* пройдено свердловиною лише частково (11 м), тому судити про його потужність і морфологію немає можливості. *Ріодацити* утворюють вулканічні куполи і короткі потоки потужністю до 90 і більше метрів. У підосшві і покрівлі потоків (на глибину до 7 м) наявні мигдалекам'яні відміни порід, що нерідко несуть в собі прожилково-вкраплену сульфідну мінералізацію (ковелін-халькозин-піритову). Мигдалини вивпнені халцедоном, баритом, хлоритом, цеолітами. *Трахіріодацити* утворюють короткі потоки потужністю 20–30 м.

Виверження андезидацитів – трахіріодацитів на трапи Верхньоприп'ятського комплексу відбулося без значної перерви в часі. Про це свідчать наявність туфів змішаного і кислого складу в розрізі останнього і відсутність кори вивітрювання на ньому в місцях налягання вулканітів брестського комплексу. На кислих ефузивах брестського комплексу зустрічається кора вивітрювання потужністю до кількох метрів, представлена зоною початкових змін каолінітового профілю за участі змішаношаруватих мінералів.

**4.3.2. Речовинний склад порід.** Речовинний склад порід брестського комплексу (другої товщі ратайчицької світи) останнім часом був детально досліджений І.Ф. Кузьменковою [107], яка в достатній мірі охарактеризувала їх петрографічні і геохімічні особливості.

*Андезитоїдні дацити* містять *порфірові вкраплення* (не більше 5%), представлені плагіоклазом (андезин – лабрадор № 45–55), які утворюють кристали таблитчатого габітусу розміром до 1,5x1 мм. У меншій кількості містяться подовжено-призматичні вкраплення розміром 0,6x0,2 мм, представлені псевдоморфозами хлориту–серпентину, рідше хлориту–гідролуди по ортопіроксену. Основна маса має мікрофельзитову, рідше гіалопелітову структуру і містить близько 10% мікролітів плагіоклазу (олігоклаз-андезин) розміром 0,1x0,02 мм і до 3% найдрібніших рудних зерен. Характерна присутність в незначній кількості листуватих агрегатів бурого калішпату, що тісно асоціюють з



фенокристалами плагіоклазу. Породи часто проявляють мікроперлітову текстуру.

**Піжонітові дацити** містять 7–10% порфірових вкраплень (рис. 4.23). Вони представлені в основному плагіоклазом (андезин-лабрадор, № 45–65) у вигляді зерен табличатої і коротко-призматичної форми. У підлеглий кількості містяться вкраплення піроксену, який представлений гіперстеном у вигляді зерен коротко-, рідше подовжено-призматичної форми розміром 0,5x0,3 мм.

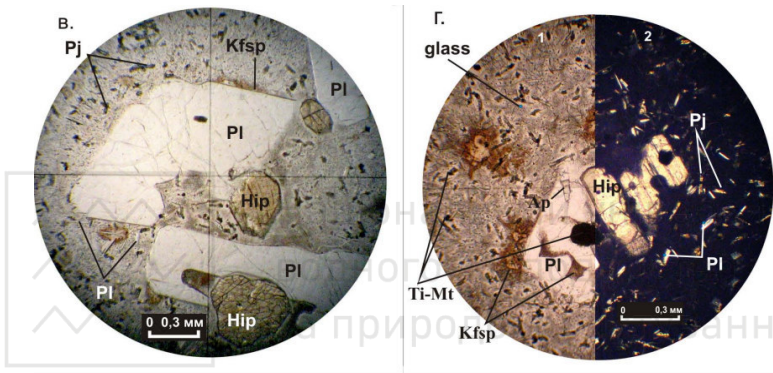


Рис. 4.23. Мікрофотографії взірців піжонітових дацитів: в – св. 4к, гл. 643–644,4 м (без аналізатора); г – св. 4к, гл. 646 м ( 1 – без аналізатора, 2 – ніколи +)

Порфірові вкраплення плагіоклазу і гіперстену резорбовані і формують гломеропорфірові зростання. Основна маса сфероліто-гіалопелітової структури складена вулканічним склом кислого складу. Інколи основна маса має крипнокристалічну будову. У склі безладно включено 10–15% голчаних мікролітів плагіоклазу (андезин-лабрадор, № 45–53) розміром 0,1x0,03 мм, 10% зерен піроксену (піжоніт) такої ж розмірності і 10–15% сферолітів бурого калішпату розміром 0,2–0,3 мм.

**Ріодацити.** Серед порфірових вкраплень, що становлять 5–10% породи, переважає альбітизований, різною мірою змінений плагіоклаз, який утворює фенокристали табличатої і коротко-призматичної форми розміром 1x0,8 мм. У меншій кількості представлені псевдоморфози округло-призматичної



форми розміром 0,5x0,8 мм по вкрапленнях, вірогідно, ортопіроксену, заміщеного хлорит-серпентиновим агрегатом, інколи у поєднанні з гідробіотитом. *Основна маса* містить 40–50% бурого пелітизованого калішпату, 15–25% алотріоморфних зерен кварцу, 10–15% мікролітів кислого плагіоклазу розміром 0,2x0,03 мм і 3–4% дрібних дендритовидних виділень рудного мінералу.

**Трахіріодацити** містять 5–10% порфірових вкраплень, які представлені зернами плагіоклазу неправильно-табличатої форми розміром від 1x0,8 мм до 3x2 мм, як правило значно розкладеного, і псевдоморфозами по вкрапленнях ортопіроксену подовжено-призматичної форми розміром 1,5x0,5 мм, які виповнені агрегатами хлориту-гідрослюди або хлориту-серпентину з опацитовими облямівками. Основна маса на 50–70% складена повними, або секторними сферолітами бурого калішпату розміром 0,1–0,3 мм, пророслими лейстами (0,1x0,02 мм) кислого плагіоклазу, (10–15% об'єму породи). В кількості 15–25% містяться алотріоморфні зерна кварцу розміром 0,1x0,1 мм.

Породи кислого складу (табл. 4.6) належать до високоглиноземистих, а трахіріодацити – вельми високоглиноземистих. Ріодацити і трахіріодацити відносяться до калієвої серії [104]. Від андезитюїдних дацитів до трахіріодацитів збільшується вміст SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, зменшується – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, V, Cr.

Таблиця 4.6

Середній хімічний склад кислих вивержених порід брестського комплексу (другої товщі ратайчицької світи) за даними І.Ф. Кузьменкової [104]

Петрогенні компоненти, ваг. %											Кільк- кість проб					
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe O	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						
70,28	0,85	13,66	4,66	-	0,04	2,19	1,59	1,98	4,79	0,11	62					
Мікроелементи (г/т)																
Ba	Nb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Pb	Sn	Mo	Cu	Zn	Zr	Y	Sr	Sc	
720	25	16	8	10	5	34	15	3	4	41	30	356	47	64	11	9



Рідкоземельні елементи (г/т)													
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	
54,4	113	13,2	48,9	9,3	1,8	9,0	1,3	8,5	1,8	4,9	4,6	0,7	9

Кислі ефузивні комплексу містять підвищені кількості транзитних елементів (Sc, V, Ni, Cu). Найбільше міді встановлено в трахіродацитах [104]. Походження кислих вулканітів брестського комплексу є дискусійним, але найчастіше пояснюється контамінацією базальтовими розплавами континентальної кори в голові плюму [104; 166].

Вторинні зміни найінтенсивніше проявлені в андезидацитах. Це хлоритизація, гідрослюди́зація, монтморилонізація вулканічного скла, піроксенів; альбітизація, карбонатизація, серицитизація, плагіоклазіт. Окремими гніздами, прожилками, в кислих породах зустрінуті кварц, сульфід, барит, карбонати, хлорит.

#### 4.4. Біловезько-подільський траповий комплекс

**4.4.1. Особливості геологічної будови комплексу**  
Біловезько-подільський траповий комплекс репрезентує завершальну ланку ранньовендського трапового вулканізму в південно-західній частині СЄП. Поширений вздовж пд.-зх. краю СЄП (зони Т-Т) на площі близько 100 тис. км<sup>2</sup>. Простягається на 770 км від Білостока на північному заході до Чернівців та Котовська – на південному сході, поперек рифейського ВВПР (рис. 4.24). Така крайова його позиція є типовою для перикратонних трапових провінцій світу (див. рис. 1.2).

До біловезько-подільського трапового комплексу віднесені, на основі єдності стратиграфічної позиції і речовинного складу, численні покриви *титанистих базальтів* перешаровані вулканокластичними утвореннями, вулканоміктовими та вулканогенно-осадовими відкладами нижнього венду, відомі як якушівські верстви забродівської світи (верхи ратнівської світи) [161], слущька світа, віньковецькі верстви грушкінської світи волинської серії в Україні [172],



верхня частина вишніцької серії – у Східній Польщі (Біловежжя) [255; 262; 263], третя (верхня) ефузивна товща ратайчицької світи – у Південно-Західній Білорусі [36].

Субвулканічними складовими біловезько-подільського трапового комплексу є, на нашу думку, сили *титанистих габро і габро-долеритів* хотешівської асоціації, поширені серед відкладів поліської серії рифею, поблизу подошви волинської серії (додатки Б.1, Б.2). За речовинними особливостями вони близькі до ефузивних фацій досліджуваного комплексу і територіально пов'язані з ділянками максимального розвитку останніх.

У центрі досліджуваної трапової провінції біловезько-подільський траповий комплекс залягає на вулканогенних утвореннях верхньопріп'ятського та брестського комплексів, або на їхніх вулканогенно-осадових фаціальних аналогах, а на пн.-зх. і пд.-сх. флангах – безпосередньо на палеопротерозойському кристалічному фундаменті. В основі трапів досліджуваного комплексу, серед вулканоміктових відкладів зорянських верств і їх латеральних аналогів місцями залягають шари алевролітів потужністю до 10–20 м і знаходяться гальки гранітоїдів, осадових порід, різноманітних ефузивів, в тому числі, кислого складу, а у Волино-Подільській СФЗ – гальки і валуни трахітів та латитів – продуктів руйнування нині розмитих палеовулканічних споруд брестського комплексу. Це свідчить про відокремленість в часі трапів біловезько-подільського комплексу від трапів верхньопріп'ятського комплексу фазами виверження лужних і кислих ефузивів з наступним їх розмивом.

У будові біловезько-подільського трапового комплексу добре проявлена поперечна структурно-фаціальна зональність [118], виражена в змінах його потужності, числа і будови базальтових покривів, співвідношеннях фацій в розрізах та характері гідротермальної мінералізації. Дана зональність знайшла відображення в латеральних рядах місцевих літо-стратиграфічних підрозділів із чинних на сьогодні стратиграфічних схем нижнього венду України, Білорусі та Польщі (див. табл. 4.1, рис. 4.1).







7 – грушкіньська світа, 8 – сили титанистих габро-долеритів хотешівської асоціації та ймовірний контур їх поширення; 9 – осадово-пірокластичні відклади нижнього венду; 10 – осадові відклади нижнього венду; 11 – фаціальні межі; 12 – ізопахіти біловезько-подільського трапового комплексу; 13 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент; 14 – олігоміктові теригенні відклади поліської серії (середній-верхній рифей); 15 – межі міжблокових тектонічних зон (В-М – Виживсько-Мінська, М – Мідновська. С-М – Стоходсько-Могилівська, К-Л – Костопільсько-Лишнівська, З-Б – Заболотівсько-Бузька, Л – Луцька, П-К – Пержано-Кременецька) і розломи (Бл – Білостоцький, Вс – Високовський, Гу – Halin Uskok, Кр – Корелицький, Пр – Південноратнівський, Бл – Бельський, Вв – Володимир-Волинський, Лб – Любомльський, Чр – Чарторийський, Ку – Куликовицький, Рв – Рава-Руський, Бз – Белз-Балучинський, Рд – Радеківський, Рв – Рівненський, Тт – Тетерівський, Тл – Товтровий, Хм – Хмельницький, Кл – Калиновський, Нм – Немирівський, Пд – Подільський); 16 – свердловини, на яких базуються побудови та їх номер; 17 – міждержавний кордон. На колонках: 18 – базальти, 19 – вулканокластичні брекчії, 20 – базальтові туфи, 21 – вулканоміктові відклади, 22 – олігоміктові теригенні відклади, 23 – конгломерати; AR-PR – архейсько-палеопротерозойський кристалічний фундамент;  $V_1$  – стратони нижнього венду ( $v\check{z}$  – вишніцька серія,  $bb$  – бабинська світа,  $l\check{c}$  – лучичівська світа,  $zr$  – зорянські верстви,  $jk$  – якушівські верстви,  $rt_3$  – третя товща ратайчицької світи,  $rt_2$  – друга товща ратайчицької світи,  $sl$  – слуцька світа,  $gr$  – грушкіньська світа);  $V_2$  – верхній венд. На врізці: 24–28 – трапові комплекси нижнього венду та контури їх поширення (24 – західнобузький, 25 – верхньоприп'ятський, 26 – брестський, 27 – біловезько-подільський); 28 – контур поширення волинської серії; 29–30 – поліська серія середньогорнього рифею у Волино-Оршанському авлакогені та його контур (29 – на домезозойській, 30 – на донижньовендській поверхнях); 31–32 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент (31 – Фенноскандійський, 32 – Сарматський мегаблоку)

**Забродівська світа –  $V_1$  zd.** Забродівська світа поширена в Центральній і Східній СФП Брестсько-Волинської СФЗ, а в межах України – у верхів'ях р. Прип'ять і р. Зах. Буг та їхніх притоків – на площі біля 25 тис. км<sup>2</sup>. На повну потужність її розкрили 232 свердловини. На західному схилі Українського щита забродівська світа, за положенням в розрізі та особливостями хімічного складу базальтів, а також за наявністю в підшві розрізу вулканоміктових відкладів сублужного складу за участі конгломератів і бентонітових глин, корелюється з нижньовендською слуцькою світою [172], а в Брестській западині – з третьою товщею базальтових ефузивів ратайчицької





світи [36], яка залягає над розрізом андезитів і дацитів (див. рис. 4.15).

Назва світи дана за місцем знаходження її складеного стратотипу біля с. Заброди на території Ратнівського р-ну Волині (див. рис. 4.13). Ранньовендський вік забродівської світи, як і всієї волинської серії, приймається за її положенням в розрізі під відкладами могилів-подільської серії, охарактеризованими мікрофосиліями пізнього венду [154].

Забродівська світа літологічно неоднорідна і поділяється знизу вгору по розрізу на зорянські та якушівські верстви.

**Зорянські верстви – V<sub>1zr</sub>.** Виділені [161] в якості окремого літо-стратиграфічного підрозділу у верхів'ї р. Прип'ять. Назва верств дана за їхнім стратотипом, розкритим свердловиною 8262 біля с. Зоряне Ратнівського району.

Зорянські верстви представлені нашаруваннями різноманітних вулканічних і туфогенних порід: червоноколірних алевролітів, аргілітів (бентонітових глин), тютюново-зелених пісковиків та різнобарвних конгломератів сублужного основного складу. Серед останніх, крім базальтів і туфів, знаходяться поодинокі гальки гранітоїдів (св. 8282), світлоколірних ефузивів (св. 8262), ефузивів кислого складу (св. 1756, гл. 412–418 м, 1831 гл. 222,0 м), гранітоїдів (св. 5514, гл. 387,3 м; св. 5522, гл. 333,0 м), осадових порід, монтморилонітових кір вивітрювання та ін. (табл. 4.7). Дані гальки вказують на ймовірність існування між лучичівською світою та зорянськими верствами суттєвого стратиграфічного неузгодження. Зокрема, не виключено, що гальки середніх та кислих ефузивів можуть бути продуктами розмиву андезитів та дацитів другої товщі ратайчицької світи брестського комплексу, а гальки гранітоїдів попали у зорянські верстви з підняття фундаменту.



Таблиця 4.7

**Витяг з опису прозорих шліфів по зразках із зорянських верств**

№ з/п	№ шліфа	Глибина відбору, м	Визначення породи	Примітки
1	1831/5	319,5	граніт біотитовий осницький	галька
2	1834/14	326,8	граніт-порфір окременілий	галька
3	1834/15	330,4	граніт-порфір окременілий	галька
4	1766	231,6	туф з уламками кислих порід високого ступеню окатаності	порода
5	5514/12	386,0	трахіліпаритовий порфір окременілий	галька
6	5514/13	387,3	гранітоїд ультраметаморфічний (гібридний), близький до кварцового сієніту	галька
7	5514/14	387,4	туф попільно-лапілевий	порода
8	5514/15	414,0	трахіліпаритовий порфір окременілий, озалізнений	галька
9	5514/17	395,8	мигдалекам'яний спіліт	галька
10	5522/9	333,0	гранітоїд гібридний	галька
11	5522/9А	333,3	окременіла порода з гіпсом і фосфатами	галька
12	5522/95	334,0	окременіла теригенна порода з реліктовою псамітовою структурою	галька
13	5540/1	286,0	гранітоїд палінгенний, клесівський (?)	галька
14	1756	406,6	туф базальтовий, літовітрокlastичний, хлоритизований	порода
15	1756	405,8	базальтовий порфірит окременілий	галька
16	1756/32	408,0	туф базальтовий	порода
17	1756	412,0	монтморилонітова кора вивітрювання з структурно-текстурними реліктами туфа	порода
18	1756	412,9	ефузив основного складу	галька
19	1756/10	415,0	кислий ефузив окременілий	галька
20	1756/13	717,2	кислий ефузив окременілий	галька
21	1756/12	414,2	туф базальтовий кристаловітрокlastичний на хлоритовому цементі, змінений	порода
22	1786	223,0	туф базальтовий псефіто-псамітовий з рідкими уламками фельзитів	порода
23	1786/8а	230,0	базальт	галька
24	1786/8а	230,0	граувакковий конгломерат на туфовому цементі	порода
25	1786/8б	230,0	базальт мигдалекам'яний, смугастий	галька
26	1786/8в	230,0	базальт мигдалекам'яний, смугастий	галька
27	1798	231,0	кварцовий порфір окременілий	галька
28	1798	232,0	кварцовий порфір окременілий	галька



Зорянські верстви з розмивом (св.св. 8262, 8110, 8143, 8282) залягають на лучичівській світі і узгоджено перекриваються якушівськими верствами. В місцях локального розмиву лучичівських ефузивів можуть бути відсутніми зони мигдалекам'яних базальтів та лавокластичних брекчій у їх верхньому лавовому покквиві. В такому випадку, вулканоміктові відклади зорянських верств залягають безпосередньо на масивних базальтах внутрішньої зони цього покриву (рис. 4.25). Перекриваються зорянські верстви узгоджено якушівськими верствами, в основі яких, майже повсюди, залягає малопотужний горизонт лавокластичних брекчій.



Рис. 4.25. Межа мигдалекам'яних базальтів лучичівської світи (сірий колір) з горизонтом вулканоміктових брекчій в основі зорянських верств (оливковий колір) в св. 8282, на гл. 184,0 м. Вулканоміктові пісковики і бентонітові глини – червоний колір Діаметр керну – 70 мм

За положенням в розрізі, сублужним складом вулканоміктових відкладів, наявністю конгломератів і бентонітових глин (рис. 4.25) зорянські верстви корелюються з нижньовендською слущкою світою Волино-Подільської СФЗ, а в Підлясько-Брестській западині – з теригенною складовою в основі третьої товщі ефузивів ратайчицької світи [193] (див. рис. 4.15). Їхнім латеральним фаціальним аналогом, можливо, є пачка вулканоміктових порід: пісковиків, гравелітів, конгломератів з гальками і валунами трахітів, та характерних



сметитових алевролітів (бентонітових глин), яка розкрита в кар'єрах Берестовець та Іванова Долина на Рівненщині і залягає тут між туфогенним розрізом бабинських верств та покривом титанистих базальтів.

Вулканоміктові відклади зорянських верств та окремі гальки з них характеризуються найвищим серед відомих ефузивних порід досліджуваного регіону вмістом лужних компонентів. На західному крилі Поліської сідловини (бас. р. Стир, р. Горинь) серед вулканоміктових відкладів слуцької світи, які є латеральними аналогами зорянських верств, зокрема в Берестовецькому кар'єрі, знаходяться гальки і валуни трахітів (за петрографічним і хімічним складом), латитів, а також кислих ефузивів. Аналогічні відклади з гальками трахітів були описані серед сергіївських верств [100] волинської серії в багатьох інших пунктах басейну р. Горинь. Знахідки серед утворень слуцької світи гальок трахітів і лужний склад зорянських верств вказують на ймовірність існування на території Волині в дозорянській частині розрізу волинської серії трахітових вулканічних споруд.

Зорянські верстви відрізняються від суміжних в розрізі стратонів за літологічним і хімічним складом порід і добре виділяються на каротажних діаграмах пониженими значеннями намагніченості, а також підвищеною електропровідністю та гамма-активністю порід. За результатами палеомагнітних досліджень дані верстви належать до окремої магнітозони, що є важливим магніто-стратиграфічним репером волинської серії [45].

Потужність зорянських верств змінюється від 0,6 м (св. 8253) в апікальних частинах щитовидних палеовулканічних споруд лучичівського віку до 40,9 м (св. 5809) у ймовірних палеодолинах між палеовулканічними спорудами, та до 63 м в Луцькій тектонічній зоні. Теригенні відклади верств вирівнюють постлучичівський палеовулканічний рельєф [38; 49; 40; 41].

Судячи з наявності в розрізі зорянських верств пачок тонкошаруватих червоноколірних сильно сметитизованих алевролітів потужністю до 10 м, часовий інтервал їх



осадконакопичення міг бути тривалішим від часу формування деяких ефузивних товщ волинської серії.

Гідротермальна мінералізація зорянських відкладів загалом значно слабша ніж в породах лучичівської світі, що залягають нижче в розрізі. Це зумовлено значною кількістю в розрізах зорянських верств вулканоміктових алевролітів і аргілітів, які, завдяки низькій пористості були слабо проникливими для гідротерм. Візуально гідротермальна мінералізація фіксується в цементі, вулканоміктових псамітових відкладах, та у вигляді плям освітлення серед червоноколірних алевролітів і аргілітів, де представлена дрібнокристалічними агрегатами цеолітів, хлориту, халцедону, іноді разом з дрібними вкрапленнями самородної міді. Поширена така мінералізація локально.

Стратотипом зорянських верств вибрано розріз, розкритий св. 8262 в стратотиповій місцевості забродівської і лучичівської світі на правому березі р. Вижівка, біля с. Зоряне на Волині (див. рис. 4.14). В керні цієї свердловини в інтервалі глибин 208,5–224,5 м над шарами ефузивів лучичівської світі знизу вверх спостерігаються наступні нашарування порід:

1. 215,7–224,5 м – вулканоміктові буро-сіро-зелені конгломерати гравійні і галькові, репрезентовані напівкруглими, слабо сортованими уламками діаметром до 4 см різноколірних ефузивів основного і середнього складу, та вулканоміктовим псефіто-псамітовим цементом порового типу. Контакт чіткий, нерівний.

2. 214,5–215,7 м – вулканоміктові пісковики коричневі та тютюново-зелені з прошарками вулканоміктових гравелітів. Перехід поступовий.

3. 213,3–214,5 м – вулканоміктові алевроліти та бентонітові глини вишнево-коричневі, тонкошаруваті (при намоканні набухають і стають пластичними). Серед вулканоміктових алевролітів та пісковиків в інт. 214,0–215,0 м виявлені нитчасті обривки вендських водоростей – *Leosphaeridia* sp., *Sputosina rubiginosa* A n d r. [132].

4. 212,0–213,3 м – вулканоміктові пісковики основного складу коричневі, шаруваті.



5. 210,0–212,0 м – вулканоміктові сіро-зелені гравеліти, складені несортованими, напівобкатаними уламками діаметром до 2 см різноколірних ефузивів та алевро-псамітовим туфогенним цементом порового і базального типів, місцями заміщеним анальцимом.

6. 208,5–210,0 м – туфи псамітові, вишнево-червоні, загартовані з плямистою і шаруватою текстурою. Контакт різкий, кострубатий. Вище по розрізу залягає покрив базальтів якушівських верств.

**Якушівські верстви –  $V_{1jk}$  [161].** Дані верстви поширені в межах України у верхів'ях рік Прип'ять і Зах. Буг та їхніх притоків на площі біля 20 тис. км<sup>2</sup> (додаток Б.1). На повну потужність їх розкрили 232 свердловини. Вони вінчають розріз волинської серії і з розмивом перекриваються теригенними відкладами іваномислівської товщі верхнього венду. В місцях відсутності останніх на якушівських верствах з розмивом і стратиграфічним та азимутальним структурним неузгодженнями трансгресивно залягають теригенні відклади різних світ верхнього венду або сеноманського ярусу верхнього відділу крейдової системи.

Якушівські верстви представлені витриманими по простяганню покритими базальтів (до семи) з шлейфами лавокластичних брекчій. Місцями між ними залягають агломератові, іноді лапілієві та псефітові туфи базальтів, а у верхній частині розрізу зустрічаються малопотужні вулканоміктові конгломерати з гальками базальтів. Потужність якушівських верств у регіоні сягає 135 м (св. 5541).

Якушівські верстви корелюються на західному схилі Українського щита з ефузивними розрізами нижньовендських слущкої, грушкінської та камінської світ [200; 201], в Брестській западині – з третьою товщею базальтових ефузивів ратайчицької світи [36; 193], в Біловежжі – з вишніцькою серією (див. рис. 4.1). Критеріями кореляції зазначених стратонів є їхнє положення в розрізі волинської серії (граф. дод. 34), дані каротажу свердловин та розглянуті нижче особливості складу базальтів, зокрема підвищені вмісти в них оксидів титану, кремнезему і заліза (табл. 4.7).



За результатами палеомагнітних досліджень [45; 46] трапів Волині в розрізі якушівських верств (верхньої частини ратнівської світи) виділяється група магнітозон, що показують магніостратиграфічну відокремленість і певну тривалість формування цього стратону. Всі виміряні схилення вектора намагнічення ефузивів даних верств, на відміну від цих показників для ефузивів лучичівської світи, є низькими.

Базальтові покриви ( $b_1$  і  $b_2$ ), які залягають в основі якушівських верств, в місцях їхнього виходу на домезозойську поверхню місцями створюють аномальне позитивне магнітне поле. На каротажних діаграмах і за даними петрофізичних досліджень керну вони виділяються за аномальною намагніченістю (див. рис. 4.13), слугуючи надійним магніто-стратиграфічним репером.

На вулканітах комплексу місцями збереглась кора вивітрювання, потужність якої сягає 6–7,5 м. Продукти вивітрювання представлені щабенево-глинистими відкладами за участі монтморилоніту, сапоніту, нонтроніту, змішаношаруватих мінералів, гідрослюд, гідроокислів Fe, каолініту та ін.

По автохтонних цирконах з базальтів якушівських верств (проби 5881/61,5-63) іон-іонним методом отримано ізотопний вік у  $549 \pm 29$  млн років [23], що відповідає пізньому венду – ранньому кембрію. Однак, за положенням в розрізі, під відкладами могилів-подільської серії з комплексом мікрофітофосилій пізнього венду, вік якушівських верств приймається ранньовендським.

В якості стратотипу якушівських верств вибрано розріз, розкритий свердловиною 8253, пробуреною південніше с. Якушів на західній околиці с. Заброди Ратнівського р-ну (див. рис. 4.12). В керні даної свердловини над туфами зорянських верств в інтервалі глибин 217,3–323,0 м знизу вгору по розрізу спостерігаються наступні сім покривів базальтових ефузивів (див. рис. 4.13).

1. 310,4–323,0 м – перший покрив базальтів зональної будови ( $b_1$ ). Складений в центральній і нижній частинах фанеритовими феробазальтами із паралельно-смугастою текстурою. В інт. 321,3–321,4 м вздовж чорних палагонітових





смужок і в дрібних мигдалинах розподілені густі пиловидні вкраплення самородної міді (міднорудний горизонт ЗБ<sub>1</sub>). У верхній частині покриву базальти афанітові, а в інт. 310,4–313,0 м – хлоритизовані склуваті з брекчієво-такситовою та флюїдальною текстурою. В підшві покриву 0,5 м бурих мигдалекам'яних базальтів, які з різким хвилястим контактом залягають на загартованих вулканоміктових відкладах зорянських верств.

2. 300,6–310,4 м – агломератові туфи, складені різновеликими (до 20 см в діаметрі) уламками мигдалекам'яних базальтів і мінералізованих шлаків, зцементованих червоноколірним туфовим алевро-псамітовим матеріалом. Контакт зруйнований при бурінні.

3. 291,5–300,6 м – другий покрив основних ефузивів (b<sub>2</sub>), складений хлоритизованими мигдалекам'яними базальтами з брекчієво-такситовою та флюїдальною текстурою, які поступово переходять вниз по розрізу в хлоритизовані афанітові базальти з рідкими дрібними мигдалинами. Останні виповнені по всьому покриву хлоритом, цеолітами та халцедоном. Нижній контакт покриву різкий, кострубатий.

4. 289,0–291,5 м – туфи псамітові, загартовані, плямісті, коричневі з окремими уламками діаметром до 10 см дрібнопухірцевих шлаків.

5. 291,5–274,0 м – третій покрив основних ефузивів (b<sub>3</sub>) зональної будови. В інт. 283,0–288,8 м базальти фанеритові, горизонтально-смугасті, палагонітові, титаномagnetитові. Вверх по розрізу вони поступово переходять в афанітові (інт. 279,3–283,0 м) та мигдалекам'яні (інт. 276,5–279,3 м) базальти. Мигдалини і тонкі прожилки в середині покриву виповнені чорним палагонітом, а ближче до країв – цеолітами і халцедоном. Мигдалекам'яні хлоритизовані базальти потужністю 0,2 м залягають в підшві, а лавокластичні брекчії з хлоритизованим туфовим цементом потужністю 2,5 м – в покрівлі покриву. Нижній контакт покриву чіткий, хвилястий, верхній – зруйнований.

6. 274,0–250,0 м – четвертий покрив основних ефузивів (b<sub>4</sub>) зональної будови. Середня і нижня частина покриву





складені фанеритовими палагонітовими базальтами з паралельно-смугастою текстурою. Верхня частина представлена масивними афанітовими базальтами, котрі вверх поступово переходять в мигдалекам'яні різновиди. В підшві покриву також залягають хлоритизовані мигдалекам'яні базальти потужністю 0,3 м, в покрівлі – лавокластичні брекчії з темно-вишневим туфовим цементом.

7. 250,0–245,5 м – п'ятий покрив основних ефузивів ( $b_5$ ) складений у верхній частині масивними афанітовими, а в нижній – фанеритовими хлоритизованими базальтами з дрібними рідкими мигдалинами і ниткоподібними агрегатами чорного палагоніту. В основі покриву – мигдалекам'яні базальти потужністю 0,5 м.

8. 245,5–239,5 м – конгломерати вулканоміктові, галькові. Напівкруглі гальки розміром до 5 x 10 см представлені різноколірними базальтами. Вулканоміктовий цемент конгломератів псефіто-псамітовий, коричневий, базального і порового типів. Конгломерати залягають на п'ятому базальтовому покриві з розмивом. Їх контакт з базальтами різкий, хвилястий.

9. 239,5–229,1 м – шостий покрив основних ефузивів ( $b_6$ ) представлений в середній частині (в інт. 230,5–238,3 м) мигдалекам'яними хлоритизованими базальтами, а біля покрівлі і підшви – базальтовими лавокластичними брекчіями з червоноколірним алевро-псамітовим, туфовим і смугастим яшмоїдним цементом. Контакти покриву розбурені.

10. 229,1–217,3 м – сьомий покрив основних ефузивів ( $b_7$ ), складений фанеритовими палагонітовими базальтами, в нижній частині пігментованими гематитом.

Покриви ефузивів якушівських верств репрезентовані базальтовими потоками різної (до 48 м) потужності. В більшості з них проявлена характерна для трапів Волині структурно-текстурна, мінералогічна та петрохімічна зональність. Від центру до покрівлі і підшви потужних потоків виділяються наступні різновиди порід, що мають поступові переходи: 1 – фанеритові флюїдально-смугасті базальти; 2 – афанітові масивні базальти; 3 – мигдалекам'яні базальти; 4 – лавокластичні брекчії



з лавовим, туфовим та гідротермальним цементом. Верхні зони лавокластичних брекчій і мигдалекам'яних базальтів в потоках значно потужніші за нижні, що обумовлює певну асиметрію в їх будові. Загалом роль лавокластичних брекчій в розрізах якушівських верств не менша, ніж в лучичівській світі. Співвідношення об'єму лавобрекчій до об'єму базальтів змінюється від 5 до 50%, але чітких просторових закономірностей не проявляє, можливо, у зв'язку з різною стратиграфічною повнотою верств, зумовленою їхнім допізньовендським та домезозойським розмивом на різну глибину.

Зазначені покриви базальтів є чіткими відбиваючими межами для пружних коливань (див. рис. 3.11). За даними розподілу хвильового поля інколи вдається простежувати окремі потоки та заміщення їх один одним.

**Ратайчицька світа, третя (верхня) товща  $V_1$  рґз.** В Підлясько-Брестській западині стратиграфічним аналогом забродівської світи за положенням в розрізі і речовинним складом є, на наш погляд, третя товща базальтових ефузивів і туфів ратайчицької світи [36; 193], що займає більшу частину (окрім центральної) території западини. На момент її утворення тут здійснювались субаеральні вулканічні споруди (стратовулкани, вулканічні куполи) кислих ефузивів брестського комплексу. Базальтова лава обтікала їх, лише частково перекриваючи периферійні частини вулканічних конусів, складених кислими ефузивами і їх туфами (див. рис. 4. 14).

В будові товщі приймають участь переважно два-три (рідко до шести – св. 19-К) покриви титанистих базальтів, розшарованих лавокластичними брекчіями, агломератами і базальтовими туфами, максимальною потужністю до 97 м (св. Бродятин-505) [104]. Базальти складають потоки потужністю 10–15 м (до 50–70) і покриви з декількох потоків, що безпосередньо налягають один на одного, або розділені малопотужними шарами і пачками туфів і лавобрекчій. Середня частина потоків утворена темно-сірими, чорними базальтами і долеритами кайнотипного вигляду, а для їх покрівлі і підшви характерні мигдалекам'яні, ефірові різновиди і гіалобазальти.



На верхньому ефузивному покриві товщі місцями розвинута кора вивітрювання.

В основі товщі місцями залягають строкатоколірні туфоконгломерати і туфогенні псаміто-псефітові відклади потужністю до 7 м, в яких добре обкатані з гладкою полірованою поверхнею гравій і галька лілувато-червоних і сірих порфіритів, зеленувато-сірих базальтів і рожево-сірих гранітів розміром до 10 см, а також неправильні уламки кислих ефузивів зцементовані алевро-псамітовим літо-вітрокlastичним матеріалом. Пачка цих туфоконгломератів являє собою базальний горизонт товщі і добре корелюється із розглянутими вище зорянськими верствами (див. рис. 4.15).

**Слуцька світа** – *V<sub>1st</sub>*. У Волино-Подільській СФЗ досліджуваний комплекс репрезентований покривами (в більшості випадків не більше трьох) титанистих плато-базальтів слуцької світи, розшарованих вулканокластичними, вулканогенно-осадовими та вулканомітковими відкладами загальною потужністю до 70 м (св. 16946). Тут встановлюється від однієї до чотирьох – п'яти відділених в часі фаз вивержень, про що свідчить наявність між покривами базальтів вулканоміткових осадових відкладів із виразною шаруватістю (аргілітів, алевролітів, пісковиків і гравелітів) потужністю до 13 м. В східній частині зони базальтові покриви заміщуються нормально-осадовими красилівськими та новоселівськими верствами [172].

В північно-східній частині зони (додаток Б.1) базальтові покриви підстелені і місцями перешаровані вулканомітковими алевритовими, псамітовими, псефітовими відкладами, що з розмивом залягають на бабинських верствах і свого часу були описані у О.В. Крашенінніковою [100] як сергіївські верстви. Серед них згаданим автором охарактеризовані гальки трахітів. Валуни трахітів виявлені також дисертантом серед вулканоміткових відкладів слуцької світи в днищі кар'єру «Берестовець».

Місцями (кар'єри Берестовець, Іванова Долина і природні виходи по р. Горинь) покриви базальтів слуцької світи однорідні за будовою і складені на всю потужність титанистими



фанеритовими різновидами базальтів, для яких характерна добре виражена стовпчаста окремість (рис. 4.26). На контакті такого базальтового покриву з вулканоміковими алевролітами, що його підстелюють, характерні для покривів якушівських верств лавокластичні брекчії відсутні. Натомість вздовж контакту розвинута зона (до 10 см) освітлення і смектитизації базальтів (рис. 4.27), а зона закалки в алевролітах не проявлена. Морфологія підшви базальтового покриву свідчить про розчленованість поверхні, на яку виливалися базальтові лави, а наявність серед вулканомікових відкладів гравелітів з окремими валунами ефузивів (днище кар'єру Берестовець) вказує на можливість існування в той час на дослуцькій поверхні алювіальних річкових долин.

Місцями в базальтовому покриві спостерігаються наскрізні ділянки подрібнення і епігенетичних змін базальтів (рис. 4.28), названі польськими геологами «камінами» [271]. Вони виражені структурами катаклазу порід, їх пігментацією оксидами заліза і розвитком смектит-халцедон-баритових прожилків та гнізд. Такі ділянки трактуються нами як фреативні трубки гідропрориву [38], що могли утворюватись під час перекриття потоком гарячої лави локальних водойм, льоду або мерзлих ґрунтів.



Рис. 4.26. Однорідний за будовою покрив базальтів слущкої світи із стовпчатою окремістю в кар'єрі «Іванова Долина»



Рис. 4.27. Контакт між покривом базальтів і вулкано-міктовими алевролітами слущкої світи в кар'єрі «Берестовець»





Рис. 4.28. Фреативна трубка гідропрориву у покриві базальтів слуцької світи (кар'єр «Берестовець»)

**Грушкінська світа, віньковецькі верстви – V<sub>1</sub> ул.** У Подільській СФЗ трапи досліджуваного комплексу поширені серед віньковецьких верств грушкінської світи. На їх стратиграфічному рівні наявні, як правило, два покриви титанистих плато-базальтів, сумарною потужністю до 75 м, які розділені пачкою осадових теригенних порід – алевролітів, пісковиків і конгломератів. Нижній базальтовий покрив місцями залягає на малопотужних буроколірних теригенних відкладах бахтинських верств, туфогенно-осадових відкладах бабинських верств нижнього венду, чи архейсько-ранньопротерозойському кристалічному фундаменті.

Ареал поширення базальтових покривів в Західно-Придністровському блоці на сході має межу північно-східного і меридіонального простягання, згідну до конфігурації виступу фундаменту, а в Молдовському блоці утворює вузьку (приблизно 15×100 км) смугу, витягнуту вздовж Подільського розлому північно-західного простягання. Основною асоціацією гідротермальних мінералів у вивержених породах тут є хлорит+сметити+кальцит.



### **Вишніцька серія – $V_1$ vž. У Біловезькій СФЗ**

нижньовендські трапи вишніцької серії [254; 255; 263] репрезентовані кількома (до чотирьох) покривами титанистих базальтів, перешарованих вулканокластитами. Як і в Подільській СФЗ, вони залягають на малопотужних теригенних континентальних відкладах, або безпосередньо на архейсько-ранньопротерозойському кристалічному фундаменті.

**Хотешівська асоціація габро-долеритів –  $vV_1ht$ .** Дана породна асоціація в межах площі робіт репрезентована в основному титанистими габро-долеритами, рідше різнозернистими габро-діабазовими порфіритами, які утворюють сили серед відкладів полицької світи та нижньоожбринської підсвіти поліської серії середнього-верхнього рифею. Тіла габроїдів, віднесені до даної асоціації, виступають на домезозойську поверхню в Гірникському та Хотешівському підняттях і в західному крилі Поліської сідловини, а також виявлені бурінням під трапами майже в кожній свердловині, яка розкрила поліську серію хоч би на третину її потужності. За геофізичними даними, зокрема сейсморозвідки, вони фіксуються серед поліської серії по всьому району робіт у вигляді субгоризонтальних пластових інтрузій значної протяжності (додатки Б.1, Б.2). Назва асоціації дана за місцезнаходженням петротипового розрізу поблизу с. Хотешів (св. 5).

Сили складені середньо- і дрібнозернистими титанистими габро, серед яких переважають дрібнозернисті різновиди з долеритовою структурою. Стосовно вміщуючих порід поліської серії вони є згідними або пологосічними і, вочевидь, залягають на різних гіпсометричних та, вірогідно, стратиграфічних рівнях.

Ендоконтактні зони силів представлені загартованими вітрофіровими базальтами і діабазовими порфіритами, які згодом змінюються мікродолеритами. Центральні зони представлені габро-долеритами дрібно- та середньозернистої будови, які являють собою породи чорного, зеленувато-чорного забарвлення з масивною текстурою (св. 1760, 1761, 4, 6). В середній та нижній частинах сила вони місцями (св. 4, 5, 6) поступово переходять в крупнозернисті габро з кристалами



плагіоклазу шириною до 0,5 см та довжиною до 2 см та кристалами піроксену до 1 см на поперечному зрізі. В св. 5 потужність таких крупнозернистих габро сягає 52,1 м.

В одному з опорних розрізів для хотешівської асоціації габроїдів, розкритому св. 5213 [170] (Тельчинська купольна структура), серед теригенних відкладів жобринської і горбашівської світи під відкладами верхнього відділу крейдової системи спостерігаються (зверху вниз): 47,2–53,3 м – габро зеленувато-сірі вивітрілі (осовська асоціація); 53,3–55,8 м – туфіт слюдистий, темнокоричневий з уламками вивітрілого габро (горбашівська світа); 55,6–59,2 – пісковик кварцовий, гравійний, не сортований (горбашівська світа); 59,2–89,3 м – пісковик кварц-польовошпатовий (жобринська світа поліської серії); 89,3–90,0 м – габро змінене, в покрівлі жорств'яно-глиниста маса з уламками вивітрілого габро; нижче – ще 4 сили титанистих габро-долеритів в поліських пісковиках (рис. 4.29).

У свердловині 5218 [58] тіло титанистих габроїдів (гл. 139,1–150,5 м) також задокументоване серед слюдистих туфоалевролітів в основі горбашівської світи.

Екзоконтактний вплив габро-долеритів на польовошпат-кварцеві пісковики і алевроліти поліської серії проявився в появі специфічного бузково-лілового чи буровато-сізого плямистого забарвлення замість звичайного рожевого, та плям освітлення порід. В рамках порівняно вузької (1–2 м) зони безпосереднього екзоконтакту пісковики обпечені у кварцитовидні породи з гранобластовою структурою. Зона освітлення і ущільнення пісковиків та регенерації в них кварцу сягають 32 м [83].





Глибина, м	Колір	Потужність, м	Тип	Характеристика порід
47,2			K @ @	
53,3		6,1	mV!ht	Габро-долерити
55,8		2,5	V!пи	Гобіт пісковики аркозові з домішками гравію і окремих гальок
59,2		3,4		
		30,1	R#5!t#	Пісковики польвошпат-кварцові дрібнозернисті
89,3		0,7	mV!ht	Габро-долерити
90,0		2,7	R#5!t#	Пісковики польвошпат-кварцові дрібнозернисті
92,7				
		82,3	mV!ht	Габро-долерити титанисті
175,0				
		8,0	R#5!t#	Туфіти
183,0		0,7	mV!ht	Габро-долерити
184,2		0,5		
191,5		7,3		
193,4		1,9	R#5!t#	Пісковики польвошпат-кварцові дрібнозернисті з прошарками туфітів
207,6		14,2		
		15,4	mV!ht	Габро-долерити титанисті
223,0				
232,0		9,2		
		29,8	R#5!t#	Пісковики польвошпат-кварцові дрібнозернисті
262,0				

Рис. 4.29. Перетин міжформаційних силів титанистих габро-долеритів хотешівської асоціації на межі поліської і волинської серій за даними документації керну свердловини св. 5213 [58]. Умовні позначення типів.

Індекси підрозділів див. за текстом



Гідротермальні зміни габро-долеритів хотешівської асоціації виражені явищами їх хлоритизації, виповненням мигдалин і тріщин карбонатами, розвитком різного роду смектитів, оксидів та гідроксидів залізистих мінералів. Ці зміни є відмінними і значно слабшими від більш глибоких епігенетичних перетворень ефузивних трапів регіону, які відповідають цеолітовій і преніт-пумпейлітовій фаціям метаморфізму.

Стосовно віку порід хотешівської асоціації, автор дисертаційної роботи підтримує давно існуючі погляди [83], що титанисті габро-долерити є продуктами останньої фази вендського трапового магматизму. Аргументи на користь такої інтерпретації віку даних утворень наступні. По-перше, ареал поширення інтрузій титанистих габро-долеритів і територія максимального розвитку вивержених трапів тісно пов'язані, а радіогенні датування цих порід, отримані калій-аргоновим методом, за більшістю визначень віку попадають в проміжок 520–710 млн р., що відповідає інтервалу формування ефузивних трапів волинської серії, визначеному цим же методом. По-друге, в низці випадків зафіксовані факти наявності інтрузій габро-долеритів не тільки в поліській, але і у волинській серії раннього венду [83]. По-третє, титанисті габро-долерити за вмістами петрогенних оксидів та РЗЕ дуже близькі до титанистих базальтів якушівських верств (табл. 4.6) і, таким чином, проявляють по відношенню до них ознаки комагматичності. Як показали результати мікрозондових досліджень головних породоутворюючих мінералів [227], близькість складів плагіоклазів та авгітів основної маси базальтів та цих же мінералів з титанистих габро-долеритів свідчить про генетичну спорідненість цих двох різновидів порід між собою, і, отже, про належність їх до одного магматичного комплексу. По-четверте, можна поставити під сумнів «незаперечні» за [58] свідчення добродівського віку інтрузії габро-долеритів: «...у св. 6372 (с. Берестівка) ранньовендські відклади бродівської світи залягають з розмивом на звітрілих породах силу габро-долеритів» [58] (те ж мовиться і в звіті [170]), адже перегляд звітної документації даної свердловини не підтверджує цих



свідчень. По-п'яте, відносно висока (до 370° С) температура гідротермальних змін порід волинської серії могла бути спричинена тільки розглянутими силами габро-долеритів, позаяк інших проявів інтрузивного магматизму серед неопротерозойських утворень регіону наразі не відомо.

Отже, виходячи із вищенаведеного, можна припустити, що вік титанистих габро-долеритів хотешівської асоціації близький виверженню титанистих базальтів якушівських верст, що завершують розріз волинської серії.

Уточнення абсолютного віку розглянутих габро-долеритових інтрузій сучасними радіологічними методами актуальна задача сьогодення.

**Палеовулканічні структури.** Ефузивні покриви в складі біловезько-подільського комплексу задовільно корелюються між свердловинами і простежуються на десятки кілометрів. Вони утворюють низькі ареальні трапові споруди плато-базальтового типу. Споруди з найбільшою кількістю плато-базальтових покривів розміщені у Біловезжі (Польща), Ратнівському і Підволочиському районах (Україна) (див. рис. 4.24).

Окремі трапові споруди площею понад 2000 км<sup>2</sup> мають довільну конфігурацію. Вони виділяються на фоні широких плато-базальтових ареалів, яким не властива певна просторова орієнтація, а контроль з боку регіональних тектонічних зон послаблений або проявлений вибірково (див. додаток Б.1). Зокрема, у Луцькій тектонічній зоні базальтові покриви якушівських верств послідовно виклинюються з розрізу. Натомість, в розрізі волинської серії зростає потужність вулканічних відкладів зорянських верств, які залягають в основі досліджуваного комплексу.

У Волино-Подільській СФЗ (див. рис. 4.24) за контурами плато-базальтових ареалів спостерігається їх зв'язок з меридіональними палеоструктурами, зокрема, з гіпотетичною Рівненською тектонічною зоною, що підкреслюється меридіональною орієнтацією найкраще дослідженої східної (зовнішньої) межі ареалу поширення базальтів. На схід від цієї зони плато-базальти утворюють два



локальні пригоринські ареали (розкриті групами кар'єрів «Берестовець» та «Іванова Долина»), на захід від зони мають суцільне поширення.

Ареал поширення базальтових покривів в Західно-Придністровському блоці на сході має межу північно-східного і меридіонального простягання, згідну до конфігурації Подільського виступу кристалічного фундаменту, а в Молдовському блоці утворює вузьку (приблизно 15×100 км) смугу, витягнуту вздовж Подільського розлому північно-західного простягання.

Ймовірні осередки виверження базальтових магм в розглянутих ареалах не мають однозначної просторової прив'язки. Вони тяжіють до зон розривних порушень того чи іншого, переважно північно-західного, і меридіонального простягання, що вказує на ймовірний тріщинний їх тип.

**4.4.2. Речовинний склад порід.** Деякі особливості складу вивержених і гіпабісальних порід, віднесених нами до біловезько-подільського трапового комплексу, описані в літературних джерелах [83; 104; 161; 223; 232]. Систематизація і узагальнення опублікованих даних та залучення ширших фактологічних матеріалів, отриманих останнім часом в результаті геологозйомочних і пошукових робіт, показали, що досліджувані породи за петротрохімічними і петрографічними ознаками загалом відповідають родині висотитанистих залізистих толейтових базальтів і габро-долеритів нормальної лужності, і помітно відрізняються від інших трапових комплексів нижньовендської трапової формації регіону.

**Фанеритові і афанітові базальти (толейтові, низькотитанисті)** центральних частин ефузивних покривів макроскопічно характеризуються дрібнокристалічною структурою, масивною, або флюїдально-смугастою текстурою. Фанеритові базальти поширені в центральних частинах потоків і складають до 60% їх потужності. Вони містять невелику (1–2%) кількість дрібних округлих порожнин. Вторинні зміни спостерігаються по нитковидних смужках і поблизу тріщин. Макроскопічною особливістю є широке розповсюдження в



порожнинах серед досліджуваних базальтів халцедону та яшмоїдів.

Під мікроскопом (рис. 4.30) текстура фанеритових базальтів долеритова та толейтова. Порода містить 1–15% замщеного палагонітом вулканічного скла. Вміст породоутворюючих мінералів зазвичай непостійний (%): плагіоклаз – від 65–70 до 45–50, піроксени – 20–25 до 35–40, рудні мінерали – 5–10. Рідко в інтерстиціях базальтів зустрічається модальний кварц (шліф 8121, гл. 172 м, 8124/2, гл. 150 м). Палагоніт розвивається по склуватому мезостазису і зазвичай виповнює інтерстиційні проміжки, або утворює скупчення у вигляді дрібних плям, або платівок потужністю до 1 мм та довжиною до декількох см.

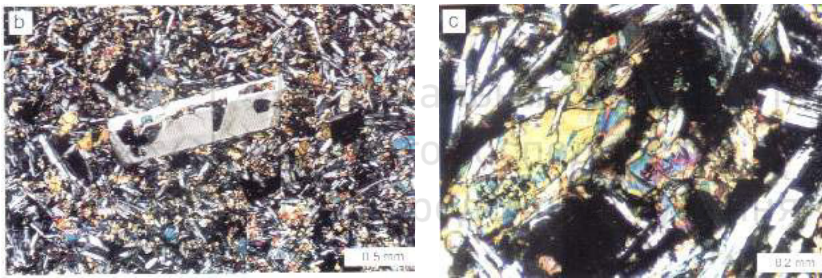


Рис. 4.30. Базальти біловезько-подільського трапового комплексу під мікроскопом: *a* – базальти нижнього базальтового покриву якушівських верств (св. 5879), *б* – базальти слуцької світи (кар'єр «Базальтове») за [232]

У зразку фанеритових базальтів із якушівських верств забродівської світи (св. 5879. гл. 56 м) [232] інтенсивно кородований плагіоклаз ранньої генерації (рис. 4.30, б) має бітовнітовий склад ( $An_{79}$ ), тоді як пізніші дошкоподібні кристали мають лабрадоритовий склад (53% анортитового міналу). Щодо клінопіроксенів, то авгіт є відносно багатий на Са як в сильно кородованих фенокристалах (їх склад  $Wo_{45}En_{37}Fs_{18}$ ), так і у включеннях в таблитчастих фенокристалах плагіоклазу бітовнітового складу. Проте основна маса також містить піжоніт, вміст кальцієвої компоненти в якому понижений  $Wo_{09}En_{57}Fs_{34}$ . Рудна мінералізація представлена



ільменітом і титаномagnetитом. Також базальт містить біля 5 об. % палагоніту і кислого скла (73 мас. %  $\text{SiO}_2$ ).

У зразку фанеритових базальтів із слущкої світи (кар'єр «Базальтове»), [232] плагіоклази фенокристалів мають лабрадорит-бітовнітовий склад  $\text{An}_{68-73}$  і зональну будову: вміст Са змінюється від центру ( $\text{An}_{72}$ ), до периферії ( $\text{An}_{52}$ ). Тоді як плагіоклази основної маси є лабрадоритового складу –  $\text{An}_{55}$ . Клінопіроксен теж представлений різними генераціями (рис. 4.30). Найбільші індивіди (розміром біля  $0.2 \times 0.8$  мм)  $\text{Wo}_{40}\text{En}_{39}\text{Fs}_{21}$  складу містять більше 2 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  і, таким чином, є низькоалюмінієвими авгітами, часто з зональною структурою. Порівняно з облямівкою, центральна частина цих зональних зерен збагачена Са і Mg, і збіднена Fe. Дрібні зерна ( $0.02\text{--}0.04$  мм) за складом відповідають піжоніту –  $\text{Wo}_{11}\text{En}_{43}\text{Fs}_{46}$ .

Найменш змінені масивні фанеритові та афанітові базальти комплексу за хімічним складом (табл. 4.8) характеризуються високим вмістом оксидів титану і заліза, нормальною лужністю, а також наявністю нормативних кварцу, порівняно високою кількістю магнетиту та ільменіту. Серед базальтів відсутній олівін, встановлені піроксени як ряду авгіт-фероавгіт, так і піжоніт-залізистий піжоніт; титаномagnetити характеризуються високими (порівняно з титаномagnetитами з базальтів верхньоприп'ятського комплексу) вмістами титану. Дані утворення за наведеними вище ознаками відповідають феробазальтам [90]. Для них характерні (порівняно з кларком і базальтами древніших трапових комплексів регіону) різкий спад вмістів Cr, Ni, Co, а також підвищення вмістів більшості рідкоземельних елементів.

Високотитанисті вивержені базальти досліджуваного комплексу, в очевидь, мають глибинне походження з речовини сублітосферної мантії, а їхня значна латеральна поширенність вздовж південно-західного краю ССП вказує на плюмову природу базальтових розплавів. Співвідношення між рідкісними та розсіяними елементами в них наближується до того, що спостерігається у продуктах підкорового мантійного магматизму (див. розділ 6).



**Мигдалекам'яні базальти** характеризуються значною різноманітністю структурно-текстурних особливостей та мінерального складу на різних ділянках потоків, що обумовлено особливостями їх вертикальної петрологічної зональності і вторинних змін.

До верхньої зони мигдалекам'яних базальтів можна віднести 25–30% загальної потужності потоку. Вона містить численні мигдалини, виповнені яшмоїдами, халцедоном, змішаношаруватими хлорит-сметитовими агрегатами та пластинчастими цеолітами, які розміщені концентричними зонами, або, місцями, утворюють мінералогічні рівні. В напрямку до центральної частини потоку значно зменшується кількість мигдалин, натомість збільшується їхній розмір. Структура основної маси базальтів афірова, афанітова, порода складається з непостійної (зазвичай 10–20%) кількості зміненого скла, зануреного у дрібнозернисту матрицю, складену плагіоклазом, піроксенами та рудними мінералами.

Таблиця 4.8  
Середній хімічний склад магматичних порід біловезько-подільського комплексу трапового комплексу

Підрозділ	Породи	Петрогенні компоненти, ваг. %											Кількість проб
		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>	
хотешівська асоціація	габродолерити	45,61	3,46	15,14	6,74	7,2	0,2	6,39	7,23	2,39	1,27	0,59	124
якушівські верстви	базальти	48,79	2,51	12,15	6,70	9,11	0,26	6,41	7,72	2,7	0,86	0,26	92
слущка світа	базальти	48,19	2,58	15,32	5,51	7,95	0,25	5,84	8,56	2,23	0,69	0,3	19
ратайчицька світа, третя товща	базальти	49,52	2,39	13,99	9,65	5,45	0,24	5,08	7,18	2,45	0,92	0,2	11
вишніцька серія, верхні верстви	базальти	48,1	2,28	13,34	6,93	7,67	0,22	4,56	8,43	3,44	0,95	0,23	20
віньковецькі верстви	базальти	47,74	2,4	14,73	6,09	8,24	0,14	5,46	6,34	2,82	0,89	0,18	10





продовження табл. 4.8

		Мікроелементи (г/т)																
		Ba	Nb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Pb	Sn	Mo	Cu	Zn	Zr	Y	Sr	Sc	
якушів-ські верстви	базальти	258	14	15	55	35	15	268	4,9	2	0,6	96	121	196	18	110	18,3	1234
хотешівська асоціація	габродолерити	325	16	18	86	76	49	258	2,6	2	1,1	80	219	203	28	112	28	110
		Рідкоземельні елементи (г/т)																
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu				
якушів-ські верстви	базальти	24,7	46,7	6,7	29,2	7,0	2,2	7,0	1,1	6,8	1,3	3,6	3,1	0,5	13			
хотешівська асоціація	габродолерити	25,5	56,5	7,5	32,7	7,3	3,0	7,2	1,0	6,1	1,1	3,0	2,5	0,4	1			

**Лавокластичні і пірокластичні породи** досліджуваного комплексу загалом за текстурними і структурними характеристиками подібні до розглянутих вище аналогічних вивержених порід верхньопріп'ятського комплексу, але відрізняються від них характером і речовинним складом продуктів гідротермальної мінералізації. Основною асоціацією гідротермальних мінералів у в них є яшмоїди+хлорит+сметити+халценон±стильбіт±морденіт±гейландит.

**Вулканоміктові алевроліти, пісковики, гравеліти і конгломерати** зорянських верств та їх латеральних аналогів характеризуються широким спектром літологічних різновидів, форм і розмірів теригенних уламків (від 0,2–0,3 мм до 10 см). Як показали мікроскопічні дослідження шліфів, в їхній будові переважають уламками основних ефузивних порід (фанеритові, афанітові, мігдалекам'яні базальти, гіалобазальти), зміненого базальтового скла, базальтових туфів та попелний матеріал, сильно змінений до повного перетворення в глинисті продукти. Крім того, поряд з уламками порід основного складу, в алевролітах та пісковиках зустрічаються рівновеликі добре обкатані зерна кварцу, рідко – калієвих польових шпатів, гранітоїдів, кислих ефузивів та ін. (див. табл. 4.8). Гальки у вулканоміктових конгломератах мають різний ступінь



обкатаності (рис. 4.31). Цемент зазначених вулканоміктових порід базального, порового та змішаного типів, репрезентований уламковими частками пеліто-алевритової розмірності в суміші з гідрооксидами заліза, цеолітами та смектитами. Останні в складі алевролітів можуть складати до 80% об'єму породи. Серед акцесорних і рудних мінералів зустрічаються циркон, гранат, монацит, магнетит, ільменіт, самородна мідь, халькопірит, лімоніт та інші.

Вулканоміктові відклади зорянських верств, зокрема конгломерати, характеризуються найвищим для порід досліджуваного району вмістом лужних компонентів. Окремі гальки ефузивів з них за хімічним складом відповідають трахібазальтам (табл. 4. 9).



Рис. 4.31. Вулканоміктові конгломерати зорянських верств в керні св. 8262 (гл. 210,3 м). Діаметр керну – 70 мм



Таблиця 4.9

Середній хімічний склад вулканоміктових порід зорянських  
верств та їх латеральних аналогів

Породи	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>	Кількість аналізів
1	48,38	1,96	13,3	10,0	3,37	0,15	3,77	5,57	5,30	2,16	0,20	9
2	52,09	2,52	15,25	8,5	2,65	0,38	2,38	2,91	2,53	5,84	0,52	5

Примітки:

1 – вулканоміктові відклади зорянських верств (верхів'я р. Прип'ять),

2 – гальки трахітів з вулканоміктових відкладів слущкої світи (кар'єр «Берестовець»).

**Габро-долерити**, що переважають в будові силів хотешівської асоціації, виглядають як зеленувато-сірі та чорні фанеритові породи з масивною текстурою. На загальному фоні виділяються порфіроподібні, гніздоподібні ділянки, збагачені плагіоклазом і піроксенем. Структура породи місцями порфірова, з офітовою мікродіабазовою основною масою, часто пойкилітова, округлі пойкиліто-кристали моноклінного піроксену січуться в крайових частинах лейстами плагіоклазів.

Мікроскопічні дослідження даних порід в шліфах показують, що вони складаються з (в %): плагіоклазу – (50–70), моноклінного піроксену – (15–35), рудних мінералів (магнетиту, титаномагнетиту), вміст яких подекуди сягає 15%. За змістом олівіна вони діляться на безолівінові та олівінові (від 1–5 до 16–20%) диференціати, інколи з троктолітовими шлірами [83].

Плагіоклаз представлений трьома генераціями, кожна з яких відповідає певній стадії кристалізації розчину. Кристали плагіоклазу першої генерації довготабличаті (співвідношення довжини до ширини 2–4:1), лейстовидні (5–6:1) і лише найкрупніші виділення мають вид широких таблиць. Плагіоклаз майже не зональний. За складом плагіоклаз цієї генерації відповідає лабрадор - бітовніту (№№ 72–89). Плагіоклаз другої генерації – це чітко обмежені лейсти з відношенням довжини до ширини 5–7:1. Основність плагіоклазу коливається від № 56 до № 64. Плагіоклаз третьої генерації представлений мікролітами



та кристалами голковидної форми, розподілений в мезостазисі скла. Його основність коливається від № 20 до № 38.

Другий за значенням породоутворюючий мінерал – моноклінний піроксен, який утворює крупні (2–12 мм) пойкилокристали. Рідше зустрічаються гіпідіоморфні, нечітко обмежені, неправильні, або призматичні кристали розміром до 5 мм. По спайності зерен розвивається ортопіроксен. Склад моноклінного піроксену міняється в дуже широких межах, що вказує на умови нерівновісної кристалізації і присутності розпаду по мірі зниження температури.

Олівіни дуже інтенсивно змінені в постмагматичну стадію. Вміст фаялітового компоненту складає 15–18–36%. Майже чистий форстерит зустрічається в габро-долеритах Степанської і Володимирецької інтрузій. Найбільш залістий олівін виявлений в габро Хотешівської інтрузії.

Рудні мінерали складені ізометричними скелетними зернами, нарощеними на плагіоклаз та піроксен, розміром до 2 мм, а також кристаликами та дендритовидними виділеннями в склуватому мезостазисі.

Гідротермальні зміни габро-долеритів хотешівської асоціації виражені явищами їх хлоритизації, виповненням мигдалин і тріщин карбонатами, розвитком різного роду смектитів, оксидів та гідроксидів залістистих мінералів. Ці зміни є відмінними і значно слабшими за епігенетичні перетворення ефузивних трапів регіону, які відповідають цеолітовій і преніт-пумпелітовій фаціям метаморфізму.

Габро-долерити хотешівської асоціації відносяться до групи недонасичених кремнеземом високотитанистих основних порід нормального ряду, дещо збагачених оксидами калію і фосфору (див. табл. 4.7). За вмістами більшості петрогенних, розсіяних і рідкісних хімічних елементів найближчими виверженими породами до них є титанисті феробазальти якушівських верств. Контури поширення цих порід практично співпадають, тому існують підстави розглядати їх як продукти близьких за віком фаз трапового магматизму в рамках одного магматичного комплексу.



#### 4.5. Гідротермально-метасоматичні зміни порід трапових комплексів

Гідротермально-метасоматичні зміни порід в розглянутих трапових комплексах фіксуються за наступними ознаками:

1) заміщення первинних мінералів і мезостазису вивержених порід (плагіоклази, піроксени, магнетит, вулканічне скло) вторинними мінеральними агрегатами (альбіт, хлорит-сметитові агрегати, преніт, гематит, анальцит);

2) виповнення мигдалин і тріщин в базальтах, міжуламкового середовища в лавокластичних брекчіях і туфах гідротермальними мінералами (палагоніти, хлорити, смектити, цеоліти, халцедон, кварц, анальцит, кальцит, вайракіт);

3) зміна валового хімічного складу вивержених порід (базальтів, лавокластичних брекчій, туфів) від різновидів нормального ряду, що відповідають толеїтам, до сублужних і лужних, що відповідають трахібазальтам.

Асоціації гідротермальних мінералів в трапах регіону мають зональний розподіл: виділяються регіональні і локальні мінералогічні зони. Епігенетичні зміни трапів відбувались в три стадії.

**4.5.1. Регіональна гідротермальна мінералогічна зональність.** Дана зональність виявлена в результаті узагальнення петрографо-мінералогічних досліджень керну численних свердловин, які розкрили трапи в різних ділянках регіону, та аналізу літературних і фондових матеріалів. За просторовим розподілом асоціацій гідротермальних мінералів в траповій фомації нижнього венду виділяються карбонатна, цеолітова і пренітова концентричні зони (рис. 4.32, табл. 4.10), зміна яких простежуються в регіональному плані від країв до центру трапової провінції по латералі та по вертикалі [124]. На нашу думку, ці зони в певній мірі контролюють загальний розподіл самородного і сульфідного типів мідної мінералізації в трапах регіону. Відтак, вони можуть мати і різні перспективи на мідь.

**Карбонатна зона.** В сучасній геологічній структурі регіону дана зона поширена у східному крилі Поліської



сідловини та на західному схилі УКЩ. Розрізи волинської серії в цих районах складені діагенетично зміненими осадовими та вулканогенно-осадовими відкладами з підпорядкованою часткою туфогенного матеріалу та туфами основного складу з домішками таких алотигенних мінералів як кварц, польовий шпат, слюди. Цемент в них, як правило, глинистий, гідрослюдиистий, карбонатний та каоліновий в суміші з пеліто-алевритовою фракцією, розкладеним попелом та гідроокислами заліза.

Продукти гідротермальної мінералізації серед цих відкладів загалом зустрічаються порівняно рідко. В основному вони утворюють прожилки, іноді гнізда та входять до складу цементу. Типоморфними гідротермальними мінералами виступають карбонати, зокрема кальцит, які асоціюють переважно з кварцом, халцедоном, хлоритом та ішими більш рідкими мінералами. З даними продуктами гідротермальної мінералізації порід волинської серії в східному крилі Поліської сідловини та на західному схилі УКЩ пов'язане сульфідно-мідне зруденіння.

На східному крилі Поліської сідловини, в Турському прогині продукти гідротермальної мінералізації порід за даними [75] локалізовані в туфогенній пачці в серединній частині розрізу волинської серії. На ділянці південніше м. Столин, розбуреній 23 свердловинами, як показали підрахунки [75], 83% гідротермальних змін падає на кварцево-карбонатні (кальцитові) прожилки і хлоритизацію по тріщинах. До них приурочена у 92% випадків також і мідно-сульфідна мінералізація у вигляді вкрапель, примазок і кірок халькопїриту та халькозину. В прожилках, крім зазначених мінералів, зустрічається халцедон і рідкі примазки цеолітів. Хлоритизація в зальбандах прожилків і тріщин проникає в туфогенні породи лиш на глибину 3–4 мм. В основній же масі порід макроскопічно, а також петрографічним, мінералогічним і мінераграфічним аналізами мідно-сульфідна мінералізація, як і гідротермальні зміни, не фіксуються.

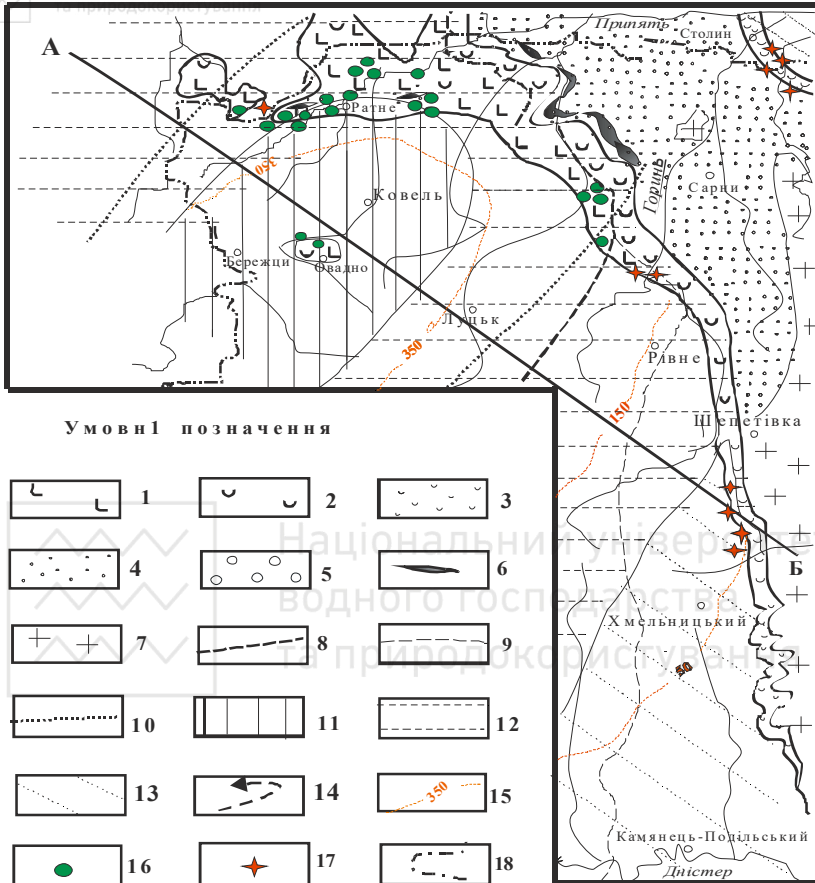


Рис. 4.32. Схема зональної гідротермальної мінералізації трапових комплексів Волино-Поділля та позиція проявів міді.

1–3 – виходи порід волинської серії нижнього венду на домезозойську поверхню: 1 – переважно базальтів і лавокластичних брекчій, 2 – туфів, 3 – туфитів; 4 – виходи рифейських відкладів польської серії; 5 – горбашівський водоносний горизонт; 6 – виходи габро-долеритів; 7 – фундамент Українського кристалічного щита; 8–10 – контури поширення трапових комплексів: 8 – численних базальтових покривів, 9 – окремих базальтових потоків, 10 – силів габро-долеритів; 11–13 – зони гідротермальної мінералізації: 11 – пренітова, 12 – цеолітова, 13 – карбонатна; 14 – напрям руху гідротерм; 15 – ізолінії потужностей волинської серії; 16 – прояви самородної міді; 17 – прояви сульфідів міді; 18 – кордон України



Таблиця 4.10

Розподіл типоморфних асоціацій гідротермальних мінералів в  
міденосних трапах Волино-Подільської плити по  
мінералогічних зонах

Зони мінераліза-ції	Структурні елементи В-П плити	Типоморфні асоціації гідротермальних мінералів*
Карбонатна	Турський прогин	<i>хлорит+кальцит+кварц±сульфіди міді</i>
	Західний схил УКЩ	<i>хлорит+кальцит+кварц±сульфіди міді (±барит±анальцим)</i>
Верхня цеолітова	Прип'ятський вал та західне крило Поліської сідловини	<i>1 – хлорит+сметитові агрегати+стильбіт +морденіт+халценол±самородна мідь;</i> <i>2 – хлорит-сметитові агрегати+стильбіт +морденіт±гейландит;</i>
		<i>1 – хлорит-сметитові агрегати +морденіт+ халценол±самородна мідь;</i> <i>2 – хлорит-сметитові агрегати+стильбіт +морденіт±гейландит;</i> <i>3 – хлорит-сметитові агрегати+ломонтит+сколецит +томсоніт+ натроліт;</i> <i>4 – хлорит+кальцит+ стильбіт+анальцим +натроліт;</i> <i>5 – хлорит±кальцит +стильбіт+анальцим±вайракіт ± кварц ±самородна мідь</i> <i>6 – гетит± кварц ±самородна мідь</i>
Нижня цеолітова	Трапи в районі с. Березці	<i>1 – боулінгіт+хлорит+ анальцим± преніт ±томсоніт± птілоліт;</i> <i>2 – хлорит± кальцит+сметитові агрегати+преніт + альбіт+анальцим</i>
	Оваднівське підняття	<i>1 – хлорит+сметитові агрегати+ цеоліти+ халцедон±самородна мідь;</i> <i>2 – хлорит+кальцит+ цеоліти ± самородна мідь ± сульфід міді</i>
	Ратнівська горст-антикліналь	<i>1 – хлорит+сметитові агрегати +нумпелійт+ преніт + ломонтит ±самородна мідь±сульфіди міді</i> <i>2 – хлорит+-сметитові агрегати+Ca-Na цеоліти +ломонтит+преніт±вайракіт</i>

\*Примітки: 1 – послідовність номерів мінеральних асоціацій відповідає їх положенню відносно центральних частин базальтових покривів; 2 – до складу асоціацій 1–3 можуть входити гізінгерит, палагоніти і яшмоїди, як епігенетичні утворення більш ранньої догідротермальної стадії; 3 – черговість написання мінералів в рядах асоціацій відображає, в певній мірі, просторово-часову послідовність їх формування; 4 – жирним шрифтом показані керівні мінеральні асоціації





На західному схилі УЩ, в межах Подільського його виступу, гідротермальна мінералізація і зміни туфогенних порід волинської серії загалом близькі до тих, що поширені в Турському прогині, хоч і є дещо глибшими. Мінералогічні і петрографічні дослідження керну свердловин на Шепетівсько-Хмельницькій площі [204] показали, що гідротермальні зміни і прожилки тут приурочені переважно до туфогенних порід в основі розрізу волинської серії, а також до зон розломів, зокрема Тетерівського. В зонах гідротермальних змін вітро- і літокластична складова туфів, туфітів, туфопісковиків, туфоаргілітів майже повністю розкладена та заміщена глинистими мінералами, хлоритом і гідрооксидами заліза. В цих породах розрізняється цемент двох типів. Перший, тонкозернистий (ймовірно діагенетичний), складений монтморилонітом, гідрослюдами, хлоритом, гідрооксидами заліза. Другий, перекристалізований, пойкилітовий (очевидно гідротермальний), представлений кальцитом, сидеритом, баритом, анальцимом. Гідротермальний цемент реакційний, кородує теригенний і заміщує монтморилоніт-гідрослюдистий матеріал.

З гідротермальних процесів на Шепетівсько-Хмельницькій площі найширше розповсюдження в нижньовендських туфах здобула карбонатизація [204]. Кальцит фіксується не тільки в цементі кластогенних порід, але і в прожилках, в яких асоціює переважно з кварцом, рідше з баритом, анальцимом, піритом та халькозином. Останній біля зон розломів часто вкраплений в туфи, а також зустрічається разом з кальцитом і баритом в центральних частинах кварцових прожилків. Менш характерною для змін волинської серії на даній ділянці є баритизація, яка проявлена в цементі і в прожилках у верхній частині її розрізу. Рідкі мономінеральні прожилки утворює стильбіт. З мідних мінералів, крім халькозину, в породах зустрічається халькопірит, по якому розвивається борніт і ковелін, а також відомі окремі знаки самородної міді і золота.

Температура гомогенізації газиво-рідинних включень, виміряна на Шепетівсько-Хмельницькій площі, в прожилковому



кальциті міняється від 78 до 227° С, в бариті – від 157° до 214° С [117; 204]. Для кальциту встановлені такі ізотопні значення вуглецю ( $\delta^{13}\text{C}$  від +1,0 до – 20,4‰) та ізотопний склад кисню ( $\delta^{18}\text{O}$  від +3,6 до +16,9‰) з води мінералізуючого розчину, який відповідає такому у «формаційній» воді [117].

**Цеолітова зона.** Дана зона в характеризується широким, можна сказати – регіональним поширенням гідротермальних і метасоматичних змін порід, і перш за все – цеолітизацією. Загалом вона приурочена до області максимального поширення ефузивних і пірокластичних фацій волинської серії. В мінералогічному відношенні дана зона найкраще вивчена в Прип'ятському валі та в західному крилі Поліської сідловини, де серед гідротермально- і метасоматично-змінених трапів бурінням при геологічних зйомках і пошуках виявлені найбільш численні стратиформні рудопрояви самородної міді (рис. 4.32).

Дослідження складу мінеральних агрегатів рентгеноструктурним аналізом (40 визначень) [198] дозволило виділити в цій зоні наступні види гідротермальних мінералів: серед цеолітів – стильбіт, натроліт, анальцим вайракіт, ломонтит, томсоніт, сколецит, гейландит, фожазит, а також кальцієву та натрієву відміни морденіту; серед хлорит-сметитових агрегатів – монтморилоніт, сапоніт, нонтроніт, хлорит (кальцієвий залізистий і магнезіальний), вермикуліт. Оптичними методами і ренгено-спектральним аналізом ідентифіковані також кварц, халцедон, кварцин, кальцит, гізінгерит, а серед рудних мінералів – самородні мідь, залізо, срібло, золото, а також халькозин, халькопірит, куприт, пірит, гематит, гідрогематит та інші.

У найбільш повних розрізах волинської серії цеолітова зона впевнено поділяється на верхню і нижню частини (табл. 4.10). Межа між ними на значній території проходить по вулканоміктових відкладах зорянських верств, але місцями відносно них піднімається чи опускається.

Для верхньої цеолітової зони характерні наступні особливості: а) поширення таких добре гідратованих цеолітів як морденіт, стильбіт, томсоніт в асоціації з халцедоном; б) широкий розвиток хлорит-сметитових агрегатів та яшмоїдів;



в) відносно слабкі гідротермально-метасоматичні зміни порід та наявність в них значної кількості немінералізованих пор.

Для нижньої цеолітової зони, яка захоплює більшу частину розрізу волинської серії, властиві: а) повсюдна присутність анальциму та наявність інших слабо гідратованих цеолітів – вайракіту, натроліту, ломонтиту, томсоніту, сколециту, місцями в асоціації з кварцом і кальцитом; б) інтенсивні гідротермально-метасоматичні зміни і перекристалізація порід. Мінерали, характерні для верхньої цеолітової зони, в нижній зустрічаються як реліктові, а пори в породах повністю мінералізовані. Температури гомогенізації газопо-рідинних включень, досліджені в кварці та інших мінералах нижньої цеолітової зони в Рафалівському рудоносному полі, коливаються від 100° до 335° С [66]. Ізотопний склад кисню мінералізуючих розчинів ( $\delta^{18}\text{O}$  від +6,05 до +8,25‰) відповідає такому для „магматичної” води [64].

Найінтенсивніші гідротермально-метасоматичні зміни та мінералізація порід в цеолітовій зоні спостерігаються у початково - пористих і, відповідно, добре проникливих для гідротерм псамітових та псефітових туфах, лавокластичних брекчіях та мигдалекам'яних базальтах в периферії, а найслабші – серед масивних афанітових і фанеритових базальтів в центрі базальтових покривів.

В туфах літо- і вітрокластичний матеріал (уламки шлаків, різноманітних за структурою і складом базальтів та зміненого скла) різної розмірності здебільшого заміщений в основному тонкокристалічними хлорит-сметитовими агрегатами, оксидами заліза та цеолітами, об'ємне співвідношення між якими визначає переважаючий сіро-зелений чи сургучний колір порід. Склуваті уламки збереглися в туфах рідко, в основному серед сіро-зелених, найменш змінених різновидів. Цемент в туфах переважно базального та порового типів, найчастіше представлений анальцимом та іншими цеолітами, котрі, за підрахунками в шліфах, складають місцями до 40% об'єму породи. Із цеолітів, крім анальциму, в цементі зустрічаються стильбіт, томсоніт, натроліт, вайракіт. До складу цементу туфів місцями також входить халцедон і хлорит.



**Пренітова зона.** Дана зона виділяється нами в досить умовних просторових контурах в районі с. Бережці на Західному Бузі і в Оваднівському піднятті та навколо Ратнівської горст-антиклінали в Прип'ятському валі серед найглибших частин розрізу волинської серії. Керівними для цієї зони є мінеральні асоціації за участю преніту, ломонтиту та альбіту, які описані в численних шліфах при петрографічному дослідженні керну.

В св. «Бережці» [215] вони зустрічається в інт. гл. 1065–1739 м серед туфів в нижній частині розрізу бабинської світи на контактах з силами габро-долеритів, а також в потужному розрізі заболотівської світи, складеному магнезіальними мигдалекам'яними, порфіровими та афіровими базальтами. В червоно-бурих туфах уламки скла заміщені псевдоморфозами сапоніту та лімоніту, а уламки піроксену, плагіоклазу та базальтів – новоутвореннями преніту. Цемент в туфах представлений пренітом, альбітом та цеолітами. До складу цементу часто входять також анальцим та сапоніти, а карбонати зустрічаються виключно рідко. Для базальтів характерні велика кількість псевдоморфоз боулінгіту по порфіровим виділенням олівіну, а також широкий розвиток палагоніту, хлориту та анальциму в інтерстиціях. Мигдалини базальтів вповнені анальцимом з мережками хлориту, томсонітом, птілолітом, іноді пренітом.

В крилах Ратнівської горст-антиклінали досліджені [72; 73] керівні мідевісні мінеральні асоціації в нижньовендських трапах за участю преніту, пумпеліту, ломонтиту, вайракіту. Умови утворення преніт-пумпелітового мідевісного парагенезису оцінюються температурою 300–400° С та тиском 1,7–4,5 кбар з формуванням мінералів у послідовності: пумпеліт → преніт → ломонтит (±вайракіт) (±саморода мідь) [72].

Розглянуті регіональні епігенетичні зміни трапів за типоморфними мінеральними асоціаціями (див. табл. 4.10), ступенем і масштабами перекристалізації порід, а також згаданими вище температурними параметрами мінералоутворення відповідають цеолітовій і преніт-пумпелітовій фаціям метаморфізму. Вони добре вивчені в



інших регіонах [150], в тому числі в міденосних рифейських трапах штату Мічіган [214; 261; 296], де більшість родових самородної міді локалізовані в межах зон пренітової і епідотової мінералізації. Подібний метаморфізм відомий також в сучасних геотермальних полях, наприклад, в області Уайракей на о. Північному Нової Зеландії, а також в районі Онікобе в північно-східній Японії [150], де перебудовані наступні зони (зверху вниз): самородної сірки, смектитова, морденітова, ломонітова (з анальцимом), вайракітова, альбітові, в яких спостережене мідне рудоутворення. Подібні зміни вулканогенних порід С.І. Набоко [156]. віднесені до гідротермального метаморфізму [34].

**4.5.2. Локальна мінералогічна зональність базальтових покривів.** Вертикальна мінералогічна зональність характерна практично для всіх вивчених лавових покривів (рис. 4.33), але найкраще проявлена в покривах значної потужності [113; 122; 198]. Вона має ту ж послідовність зон, що і латеральна зональність окремих лавових покривів (рис. 4.34).

Поширення зональності є дуже нерівномірним і залежить як від фільтраційних параметрів стратифікованої вулканогенної товщі, так і від структурно-текстурних особливостей порід в покривах, які також мають зональний розподіл. В лавових покривах від тилової (від лавобрекчій) до фронтальної (в середині покривів) зон спостерігається зміна наступних базових асоціацій мінеральних новоутворень:

- 1) кальцит+стильбіт+анальним (±вайракіт, ±кварц);
- 2) хлорит+стильбіт+анальцим; 3) смектити+хлорит+стильбіт+морденіт±гейландит, або хлотит часто без цеолітів;
- 4) морденіт+ халцедон та ін. (див. табл. 4.10).

В тилкових зонах (1 і 2) на Рафалівській ділянці досліджені кварц і вайракіт з найвищою (210–335° С) температурою гомогенізації газорідинних включень [65].

Прояви самородної міді сконцентровані переважно на межі 3 і 4 зон, або ж у морденіт-халцедоновій зоні (рис. 4.33, 4.34).

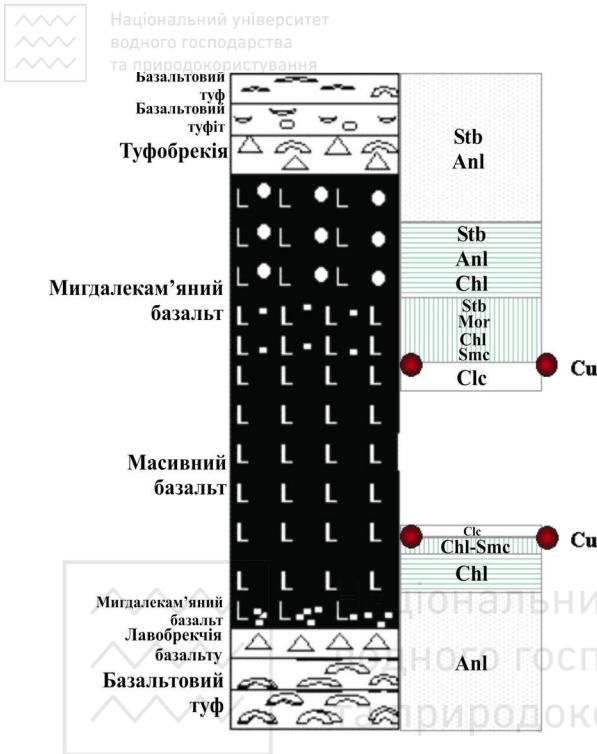
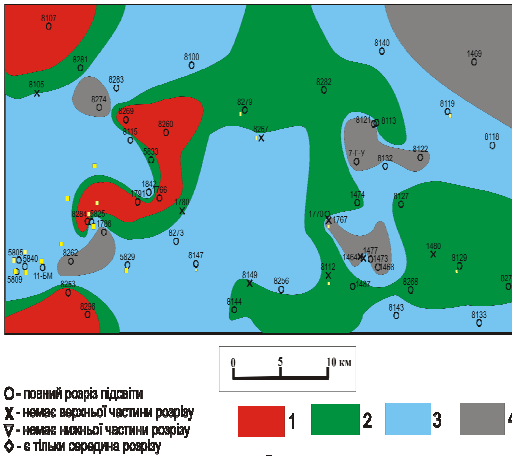


Рис. 4.33. Схема зональної будови лавового потоку базальтів лучичівської світи та розміщення гідротермальної мінералізації в його межах на прикладі керну св. 8127 (гл. 112,6–138,0 м)



○ - повний розріз підзагі  
 ✕ - немає верхньої частини розрізу  
 ▽ - немає нижньої частини розрізу  
 ◇ - в тільки середина розрізу

1 2 3 4  
 5

Рис. 4.34. Схема зональності гідротермальних новоутворень, поширених у нижній частині першого базальтового покриву (b<sub>1</sub>) лучичівської світи (Ратнівська і Камінь-Каширська ділянки): 1 – анальцимова зона (домінування анальцимової зони при відсутності морденітової); 2 – зона анальцим-стильбіт-морденіт; 3 – домінування халцедон-морденітової зони; 4 – відсутні гідротермальні новоутворення; 5 – прояви мінералізації і рудні інтервали самородної міді



Рис. 4.35. Епігенетичні мінеральні утворення першої стадії – донні яшми (світлозелені), гізингерит (темнозелений) та гідротермальні новоутворення другої стадії – хлорит (бруднооливковий), цеоліти (рожеві), що виповнюють газові порожнини у базальтах якушівських верств в керні св. 8118 (гл. 99 м). Діаметр керну – 70 мм

Дана просторова послідовність базових мінеральних асоціацій, з яких тиліві є найбільш високотемпературними, заперечує можливість прояву автоклавного механізму гідротермальних змін за рахунок автометасоматозу при вистиганні базальтових покривів [268; 269; 270], адже за такого механізму послідовність мінеральних гідротермальних асоціацій мала б бути зворотною.

#### **4.5.3. Стадійність епігенетичного мінералоутворення**

У лавових покривах вікові взаємовідносини між їхнім формуванням та гідротермальними новоутвореннями встановлюються за характером заповнення газових порожнин. Мінеральні новоутворення в ефузивах можна поділити на три генерації, а процес їхньої накладеної мінералізації – на три відірвані в часі стадії.

##### **Перша стадія (епігенетичне мінералоутворення)**

Найбільш ранніми мінеральними епігенетичними агрегатами в порожнинах вивержених порід є донні яшми (рис. 4.35). Вони розвинені локально, максимально проявлені у верхній частині базальтових покривів біловезько-подільського комплексу у верхній цеолітовій зоні, в нижній не зустрічаються. Суміш дрібних уламків та кременистого гелю осаджується на дні мигдалин, відкритих тріщинах, утворюючи горизонтально шаруваті яшмоїди строкатого забарвлення та формуючи палеовисні рівні.



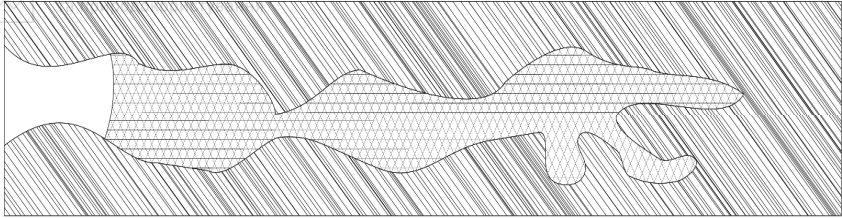
Дана стадія змін відбулася після часткового чи повного застигання лавових потоків. Основним чинником цих змін було обводнення вулканогенних верств, в результаті чого гідратизувалось вулканічне скло вивержених порід. Продуктом такої гідратизації є палагоніт. Насичений водою палагоніт займає значно більший об'єм, ніж скло, а тому надлишок речовини буде переходити в розчин і утворювати гелеподібну масу, збагачену кремнеземом, магнієм та залізом. Цей гель частково, або повністю заповнює порожнини в породі, в тому числі мигдалини і прожилки. При остиганні і затвердінні цього гелю утворюється аморфна, сильно гідратована магнезіально-залізисто-кремнеземна маса – гізінгерит темно-зеленого до чорного кольору. При розкristалізації гізінгерит утворює смектит-кременисті агрегати, аналогічні палагоніту.

Таким чином, варто розрізнити палагоніт, який заміщує вулканічне скло в інтерстиціях зерен плагіоклазу і піроксену, і перевідкладений гізінгерит-палагоніт, який осаджується в мигдалинах і тріщинах.

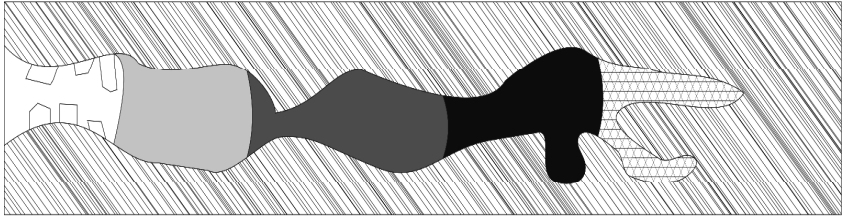
**Друга стадія (гідротермальна мінералізація).** Дана стадія змін порід була відірвана в часі від попередньої і ознаменувалась формуванням в трапах під впливом гідротермальних розчинів цілої низки асоціацій гідротермальних мінералів, в тому числі із самородною міддю (див. табл. 4.10). Ця послідовність подій підтверджується численними спостереженнями характеру виповнення газових порожнин (див. рис. 4.36, 4.37, 4.38) в базальтах і свідчить, що гідротермальна активність не була безпосередньо пов'язаною з вулканічною діяльністю, в результаті якої утворились базальтові покриви. Гідротермальні розчини взаємодіяли вже із холодними породами.

Однією з перших у формування гідротермальних новоутворень є масова хлоритизація, яка часто охоплює навіть масивні слабопроникні базальти.





*a*



*б*

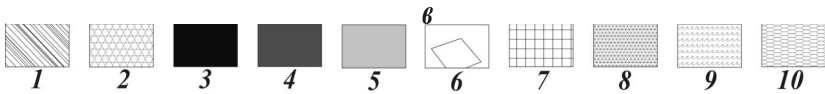
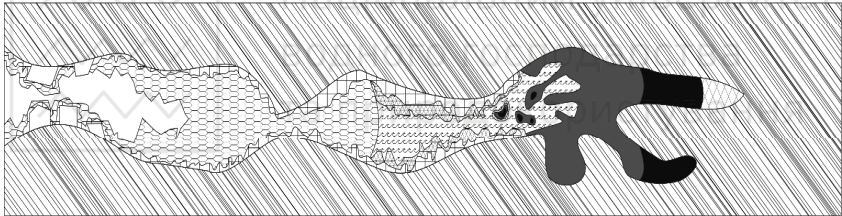


Рис. 4.36. Схема послідовності формування гідротермальної мінералізації в базальтах лучичівської світи: *a* – заповнення тріщин гізінгеритом; *б* – почергове заміщення гізінгериту смектитами, хлоритами і карбонатами; *в* – формування цеолітової мінералізації.

1 – базальти; 2 – гізінгерит; 3 – смектити; 4 – хлорити; 5 – хлорит-кальцитова зона; 6 – кальцит; 7 – стильбіт; 8 – морденіт; 9 – халцедон; 10 – анальцим

При цьому утворюються складні агрегати смектит-хлоритового складу. У відкритих порожнинах гідротермальне мінералоутворення розпочалось із кальциту. У випадку, коли асоціація формується метасоматичним шляхом по палагонітових масах, кальцит не формується, його місце займає хлорит.



Першим серед цеолітів утворюється стильбіт, який наростає на кальциті, заміщує периферійні ділянки палагонітових мигдалин, або зальбанди палагонітових прожилків та цементу туфобрекчії. Кількість його наростає в напрямку від туфових горизонтів до центральної частини потоку. На стильбіті наростають, частково його кородуючи, морденіт і анальцим, які входять до складу різних парагенезисів і ніколи не формують зростань одне з одним, оскільки ростуть в різних частинах гідротермальної системи.

У тилувій частині системи формується послідовність стильбіт→анальцим (рис. 4.37). Інколи на анальцим наростає натроліт (рис. 4.38), що особливо характерно для Рафалівської ділянки. Таким чином, тут була утворена стильбіт-анальцим-натролітова асоціація.

У фронтальній частині системи спостерігається послідовність стильбіт→морденіт→халцедон (стильбіт-морденіт-халцедонова асоціація) (рис. 4.39). Морденіт утворює радіально-променисті тонкоголчасті агрегати, асоціює з халцедоном, разом з яким заміщує хлорит-сметитові агрегати у прожилках та мигдалинах. Зазвичай це заміщення розвивається від їх периферії до центру. В цьому напрямку стильбіт послідовно змінюється Са-морденітом, Na-морденітом та халцедоном. Халцедон складає центральні частини таких агрегатів.

Проведені дослідження, таким чином, дозволяють виділити три керівні типи цеолітових асоціацій в гідротермальних новоутвореннях лавових базальтових покривів в межах цеолітової зони: 1) кальцит-стильбіт-анальцимова (вайракітова), 2) стильбіт-анальцим-натролітова (рис. 4.38), 3) стильбіт-морденіт-халцедонова (рис. 4.39), 4) ломонтит-сколецит-натролітова (рис. 4.40).

В другу стадію епігенетичних перетворень в трапах регіону утворились розглянуті вище регіональна і локальна гідротермальна мінералогічна зональність [125].

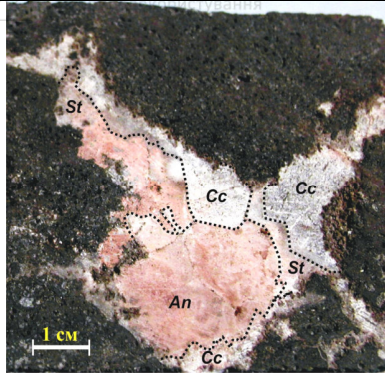


Рис. 4.37. Кальцит-стильбіт-анальцимова асоціація в цементі туфобрекчій. Св. 8132, гл. 257,3–257,6 м

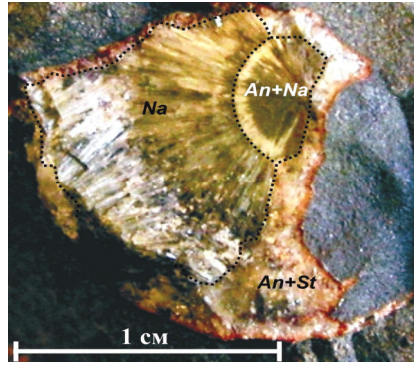


Рис. 4.38. Стильбіт-анальцим-нітролітова асоціація в мигдалині базальтів Св. 4237, гл. 51,9 м

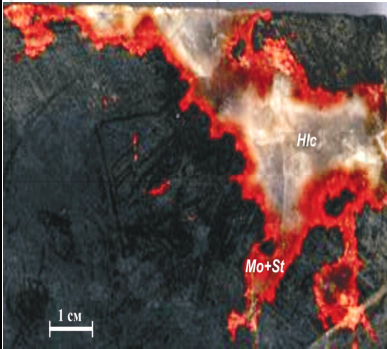


Рис. 4.39. Стильбіт-морденіт-халцедонова асоціація в прожилку базальту в керні св. 8124, гл. 156,4 м

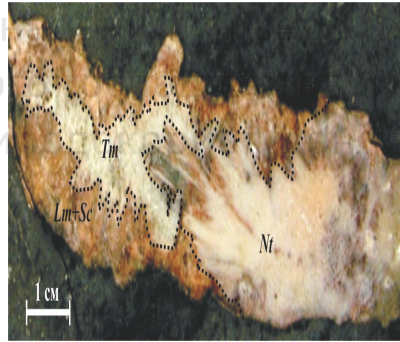


Рис. 4.40. Ломонтит(Lm)-сколецит(Sc)–томсоніт(Tm)-натролітова (Na) асоціація, що виповнює прожилок у базальті в керні св. 8253, гл 356,87 м

Для Рафалівської ділянки було встановлено [65], що гідротермальне мінералоутворення на другому етапі відбувалось в умовах підвищення температури розчинів в бабинській і лучичівській світах. За дослідженнями 46 зразків кварцу з мигдалин та прожилків в базальтах, а також з порожнин в туфолавах та лавобрекчіях виявлено, що 10% вимірів температури гомогенізації газово-гідричних включень попадає в



інтервал 100–150° С; 61% вимірів – в інтервал 150–250° С; 29% вимірів – в інтервал 250–335° С.

В зонах розломів та серед лавокластичних брекчій при значному підвищенні температури розчинів у мінеральній асоціації цеолітів з'являється вайракіт, який наростає на анальцимі і частково або повністю його заміщує. Температура гомогенізації ГРВ у вайракіті становить 210–295° С за максимального значення 335° С.

Одночасно, або дещо пізніше до зазначеної асоціації додається кварц. Він наростає на кристали вайракіту (анальциму) або заміщує їх. Температура утворення такого кварцу становить 335–210° С.

В свою чергу, на анальцимі (вайракіті) і кварці, або в парагенезисі з останнім, в трапах Рафалівської ділянки серед лавокластичних брекчій з гідротермальним цементом, що поширені в основі нижнього базальтового потоку лучичівської світи, формується самородна мідь. Самородки останньої, як більш пізні утворення, часто носять на собі гліптику покритих нею кристалічних форм анальциму.

**Третя стадія (епігенетичні перетворення).** Утворення генерації карбонатів, та сульфідних мінералів в трапах регіону можна вважати проявом останньої стадії епігенетичних перетворень. Загалом пізні карбонати представлені арагонітом, кальцитом, анкеритом, доломітом, сидеритом. Карбонати асоціюють з гідротермальними мінералами другої стадії гідротермальних змін і мають з ними чіткі корозійні межі. З ними парагенетично пов'язані сульфіди міді та пірит.

Температура утворення карбонатів з мигдалин та прожилків в базальтах, а також з порожнин в туфолавах та лавобрекчіях Рафалівської площі не перевищує 150° С [64].

З мінералоутворенням даного етапу, ймовірно, пов'язані і локальні прояви серед лавокластичних і ефузивних трапових утворень калієвого метасоматозу, які зустрічаються у формі заміщення плагіоклазів калієвим польовим шпатом.

**4.5.4. Метасоматичні зміни порід.** Метасоматичні зміни гірських порід в траповій формації проявлені неодинаково – найбільше в породах, які початково були достатньо



проникливими щодо гідротем – туфи, агломерати і лавокластичні брекчії. У всіх цих породах магматичні уламки цілком змінені, а роль цементу виконують гідротермальні мінерали, вміст, яких нерідко сягає 45% об'єму породи, про що вже йшла мова в підрозділах 4.2.2 та 4.2.3. Масштаби метасоматичних перетворень в розрізі волинської серії, якщо враховувати потужність (до 210 м) тільки однієї товщі гідротермально змінених вулканічних туфів, є значними.

В трапових нашаруваннях метасоматичні перетворення посилюються по вертикалі від центральних частин базальтових покривів до їх покрівлі і підшови та підпорядковуються розподілу текстур в породах (див. рис. 4.33). Максимальні гідротермально-метасоматичні зміни спостерігаються в лавокластичних брекчіях. Поширення змін на глибину покриву контролюється тріщинуватістю, системами пухирців в мигдалекам'яній зоні і пористістю в смугастих та масивних відмінах базальтів.

Розподіл гідротермально-метасоматичних змін в ефузивах можна продемонструвати на прикладі лавових покривів лучичівської світи на родовищі базальтів «Іванчі» [69], що розкриті густою мережею свердловин, kern, яких підлягав суцільному опробуванню на хімічний (силікатний) аналіз з відбором шліфів. В численних розрізах трапів, спостерігається чітка вертикальна метасоматична петрохімічна зональність (табл. 4.11. рис. 4.41). Вона проявлена в закономірному зменшенні вмістів CaO, FeO та зростанні вмістів Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, H<sub>2</sub>O, в.п.п. в напрямках від центру до покрівлі та підшови базальтових покривів, що відбувається на фоні відносної стабільності вмістів SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub> (рис. 4.41).



Таблиця 4.11

Варіації хімічного складу базальтів (перерахунок в іонну форму методом Барта) в розрізах нижніх покривів лучичівської світи –  $V_1 \text{I}\delta(b^1, b^2)$ , і туфів біля покрівлі бабинської світи –  $V_1 b b^3(t)$ , розкритих свердловиною 55 (родовище базальтів «Іванчі»)

Колонка	Глибини опробува		Стра тони	№пр	Породи	Компоненти													
	вці	до				Si <sup>4+</sup>	Ti <sup>4+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	P <sup>5+</sup>	S <sup>6+</sup>	в.п.	H <sup>+</sup>
L L	11,5	13,6	V <sub>1</sub> Iδ (b <sup>2</sup> )	814	зальти масивні вив	805,8	23,8	251,0	189,5	0	0	136,9	40,2	121,2	76,6	0	4,3	60,8	146
L L	13,6	15,8		815	базальти масивні	800,2	19,1	256,0	116	64	3	182	73,4	127,5	58,6	1,5	1,6	10	158
L L	15,8	18		816	базальти масивні	796,2	19,1	261,0	108	86,4	3,2	181,4	80	133,8	54,8	2	1,6	10	107
L L	18	20		817	базальти масивні	794	19,2	257,6	98	95	3,6	189,2	101,6	138	22,6	2	1,6	10	105
⊖ ⊖	20	22,1	(t)	818	туфи	805,6	19,5	272,0	88	88	3,4	181,8	132,6	111,8	21,2	1,7	1,6	10	136
⊙ L	22,1	24,2	V <sub>1</sub> Iδ (b <sup>1</sup> )	819	зальти мигдалекам'яні	798,1	20,2	263,8	88,2	96,4	7	194,4	153,4	86,2	14,4	2	1,6	10	134
⊙ L	24,2	26,2		820	зальти мигдалекам'яні	809,4	19,9	254,0	101,8	91	3,4	183,9	158,4	82,2	12,4	2	1,6	10	114
⊙ L	26,2	28,2		821	зальти мигдалекам'яні	814,8	19,9	269,0	106	90,6	3,1	167,5	177,1	65,5	10,6	1,6	5,07	10	92
L L	28,2	30,2		822	базальти масивні	0	0	0,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
L L	30,2	32,2	V <sub>1</sub> Iδ (b <sup>1</sup> )	823	базальти масивні	819	19,7	267,8	90,3	92,4	3,1	169,2	178	77	11,6	1,8	1,6	10	48
L L	32,2	34,2		824	базальти масивні	809	19,9	263,4	96,5	93,7	3,1	169	173	75,5	14,6	1,8	1,6	10	70
L L	34,2	36,2		825	базальти масивні	810,4	19,8	273,8	84	102	3,4	169,4	176,8	78	13	2	1,6	10	61
L L	36,2	38,2		826	базальти масивні	818,5	19,9	263,8	100,4	83,1	3,4	174,4	171,8	78,2	14,2	1,4	1,6	10	84
L L	38,2	40,2	V <sub>1</sub> Iδ (b <sup>1</sup> )	827	базальти масивні	848	23	240,0	172	0	0	166,9	38,5	105,4	74,8	0	3,2	10	240
L L	40,2	42,2		828	базальти масивні	830,2	25,1	258,4	187,4	0	0	137,5	31,2	110	95,8	0	2,4	10	184
L L	42,2	44,2		829	базальти масивні	783,5	25,6	272,0	190	0	0	154,8	36,2	155,2	39,2	0	1,6	10	218
L L	44,2	46,3		830	базальти масивні	779,6	28,3	263,6	196	0	0	151,3	33	152	28,2	0	3,2	10	138
⊖ ⊖	46,3	48,5	V <sub>1</sub> b b (t)	831	туфи	785	26,2	253,2	172	0	0	211,4	33,6	157,2	28,2	0	2,4	10	296
⊖ ⊖	48,5	50,5		832	туфи	783,5	26	257,0	172	0	0	214,2	33,6	162	19,6	0	3,2	10	296
⊖ ⊖	50,5	52,5		833	туфи	0,0	27	248,4	162	0	0	221,8	35,2	173,4	14,4	0	5,07	10	315

Порівняно свіжі афанітові і добре розкриталізовані смугасті фанеритові базальти в середині та нижній частинах покривів за хімічним складом відповідають типовим толеїтам, а хлоритизовані і цеолітизовані мигдалекам'яні базальти і лавокластичні брекчії у верхах покривів близькі до сублужних базальтів та трахібазальтів. Вулканічні туфи зазнали настільки глибоких перетворень, що за хімічним складом їх віднести до базальтових можна тільки умовно.

Петрохімічні перерахунки за методом Барта (табл. 4.11) однозначно вказують на закономірні прояви гідротермально-метасоматичних змін хімічного складу ефузивів, які призвели до суттєвого винесення з краєвих частин ефузивних покривів кальцію і накопичення тут лугів, додаткової кількості води і



летучих компонентів. Цей процес супроводжувався переходом закисного заліза в окисне, що відбилось в зміні темного зелено-сірого забарвлення ефузивів на строкате і вишнево-коричнєве.

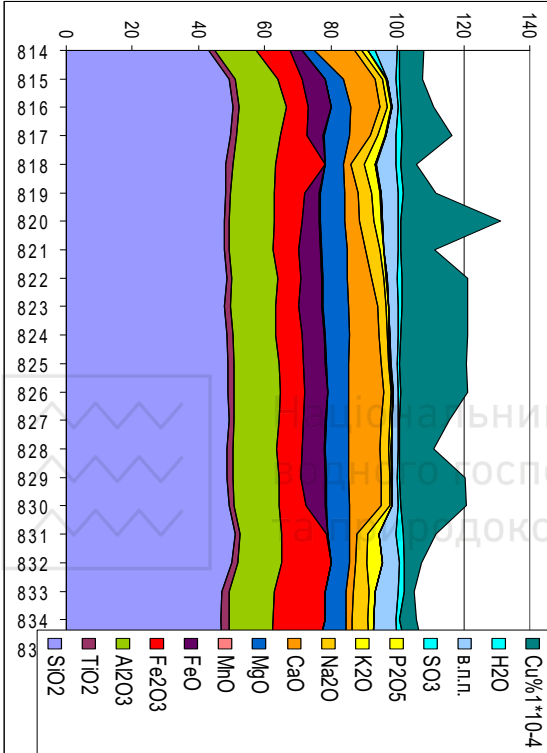


Рис. 4.41. Діаграма розподілу хімічних компонентів, що ілюструє метасоматичні зміни в розрізі нижніх базальтових покривів лучичівських верств –  $V_1 l\check{c}(b^1, b^2)$ , і туфів біля покривлі бабинської світи –  $V_{1bb}(t)$ , розкритих свердловиною 55 (родовище базальтів «Іванчі»)



## **Розділ 5. ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗМІЩЕННЯ І КРИТЕРІЇ ПРОГНОЗУ МІДНОГО ЗРУДЕНІННЯ В ТРАПОВИХ КОМПЛЕКСАХ ВОЛИНСЬКОГО МІДНОРУДНОГО РАЙОНУ**

### **5.1. Особливості міденосності трапових комплексів**

Мідне зруденіння в трапах регіону має площовий характер і належить до стратиформного типу самородномідної рудної формації [224]. Рудопрояви міді в нижньовендських трапах пд.зх. частини СЄП в основному локалізовані в межах Брестсько-Волинської СФЗ (рис. 5.1) – на території, яка традиційно іменується Волинським міднорудним районом [61; 148; 153]. В зведеному розрізі трапової формації виділяється кілька (загалом до дванадцяти) стратиформних горизонтів самородномідної мінералізації, приурочених до певних стратонів, базальтових чи туфових покривів волинської серії (рис. 5.2). Рудні тіла серед них мають переважно субпластову і лінзовидну форму (рис. 5.3) і характеризуються невитриманими потужністю та вмістами міді. Причому, рудних тіл у горизонті може бути кілька. Потужність стратиформних рудних тіл з суттєвими концентраціями міді досить нерівномірна – від малопотужних (0,2–0,3 м) до значних по вертикалі інтервалів (3–6 м).

**5.1.1. Мідне зруденіння в трапах західнобузького комплексу** [127]. Дане зруденіння найкраще вивчено свердловинами у Прип'ятському валі на ділянках неглибокого залягання (до 500 м) трапів. Мідні руди відомі тут тільки в нижніх ефузивних покривах заболотівської світи, які розглядаються як стратиформні міденосні горизонти 1A<sub>1</sub> і 1A<sub>2</sub> (в практиці пошуків міді на Волині [182] першою цифрою такого символу прийнято позначати стратиграфічний рівень (за стратиграфічною схемою [200]), буквою – породну пачку, цифровим індексом справа внизу – номер базальтового покриву).



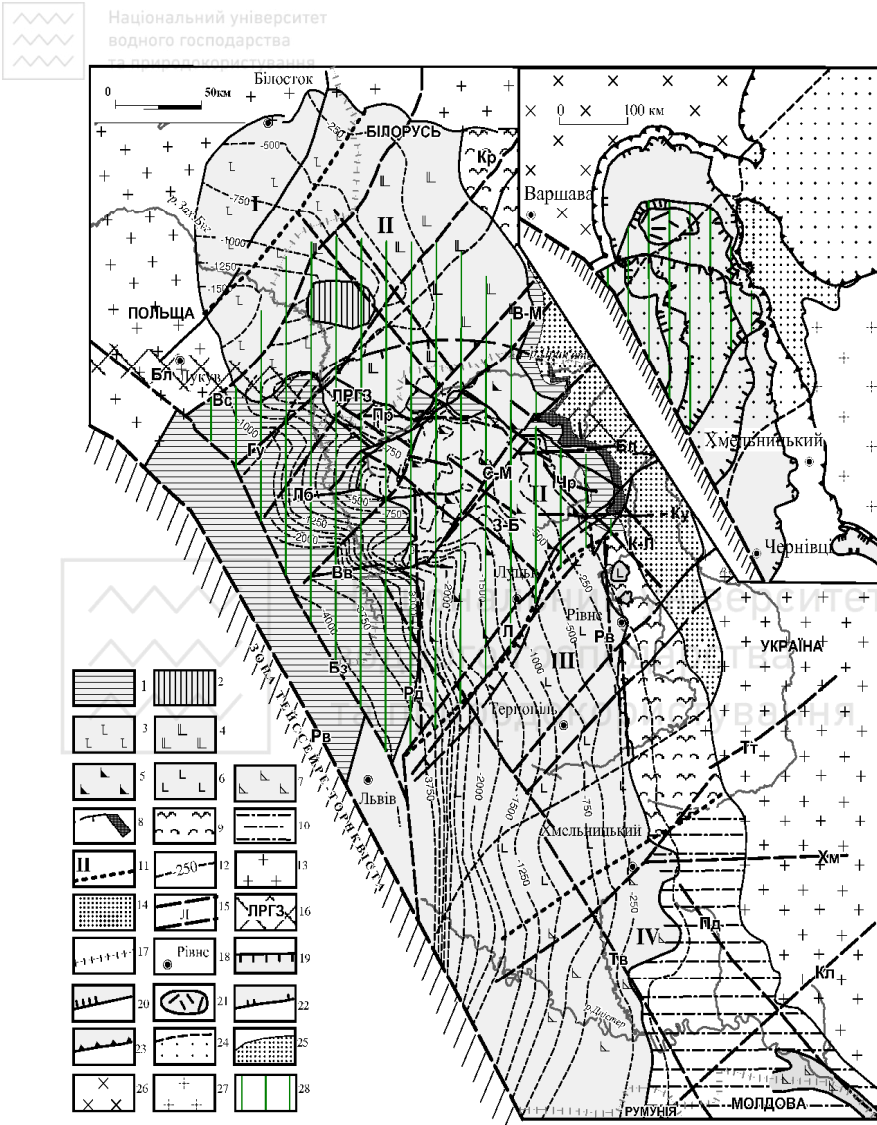


Рис. 5.1. Геологічна позиція Волинського мінерального району серед нижньоволінських трапів в південно-західній частині СЕП. 28 – Волинський мінеральний район (інші умовні позначення див. на рис. 3.8)



Стратони	Міденосні горизонти	Зведена колонка	Характеристика стратонів	
$V_{jk} (b_5)$	3Б <sub>5</sub>		<p><i>Якушівські вертеви</i> - зональні покриви(1-7) фанеритових, афанітових та миналєкам'яних феробазальтів (переважно титаністич) з шлейфами строкатоколірних лавокластичних брекчій; місцями агломератові туфи, у верхній частині розрізу шар туфокоңгломератів (30-140 м)</p>	
$V_{jk} (b_4)$	3Б <sub>4</sub>			
$V_{jk} (b_3)$	3Б <sub>3</sub>			
$V_{jk} (b_2)$	3Б <sub>2</sub>			
$V_{jk} (b_1)$	3Б <sub>1</sub>			
$V_1 zr$	3Б/3А		<p><i>Зорянські вертеви</i> - вулканоміктові пісковики, алевроліти, туфіти, коңгломерати червоноколірні з гальками базальтів, андезіто-дацитів, гранітоїдів (0-65 м)</p>	
$V_1 lc (b_1)$	3А <sub>5</sub>		<p><i>Лучичівська світа</i> - зональні покриви(1-5) толейтових базальтів з шлейфами лавокластичних брекчій, іноді перещаровані агломератовими та псамітовими червоноколірними туфами. В основі розрізу місцями вулканоміктові пісковики і гравеліти (5-130 м)</p>	
$V_1 lc (b_2)$	3А <sub>4</sub>			
$V_1 lc (b_3)$	3А <sub>3</sub>			
$V_1 lc (b_2)$	3А <sub>2</sub>			
$V_1 lc (b_1)$	3А <sub>1</sub>			
$V_1 bb_3 (t_2)$	2В		<p><i>Третя пачка (туфова)</i> - базальтові туфи різноуламкові переважно псамітові, літові трокластичні, червоноколірні (30-100 м)</p>	
$V_1 bb_2 (b_1)$	2Б		<p><i>Друга пачка (базальтова)</i> - покрив толейтових базальтів (0-43 м)</p>	
$V_1 bb_1 (t_1)$	2А		<p><i>Перша пачка (туфова)</i> - базальтові туфи різноуламкові, переважно псамітові, літові трокластичні, червоно- і строкатоколірні (20-100м)</p>	
$V_1 zb (b_{1-7})$	1А <sub>2</sub> 1А <sub>1</sub>		<p><i>Заболотівська світа</i> - покриви(1-7) базальтів магнезіальних апоолівінових зпрошаркума туфів, туфітів і туфопісковиків у верхній частині розрізу (0-265 м)</p>	
$V_1 gb_1$			<p><i>Горбашівська світа</i> - олігоміктові пісковики, алевроліти, гравеліти, локальні покриви шкритів (20-45 м)</p>	
$V_1 br$			<p><i>Бродівська світа</i> - пісковики червоноколірні різнозерністі, глинисті, рідше коңглобрекчій і гравеліти глинисті, погано сортовані. Перещарування алевролітів і аргілітів (0-60 м)</p>	

Рис. 5.2. Позиція міденосних горизонтів і переважуючих морфотипів самородномідного зруденіння у зведеному розрізі нижньовендської трапової формації Брестсько-Волинської СФЗ (Волинський міднорудний район).

1 – базальти афанітові, 2 – базальти фанеритові смугасті, 3 – базальти мигдалєкам'яні, 4 – лавокластичні брекчії, 5 – базальтові туфи, 6 – туфіти, 7 – вулканоміктові відклади, 8 – теригенні (переважно олігоміктові) відклади; 9–13 – самородномідне зруденіння: 9 – розсіяно- і гніздово- вкраплене,



10 – мигдалеве, 11 – прожилкове, 12 – жовнове

*Примітка.* Олівинові базальти і пікрити західнобузького трапового комплексу показані фіолетовим кольором, толейтові базальти верхньоприп'ятського комплексу – зеленим, титаністі базальти біловезько-подільського комплексу – блакитним



Рис. 5.3. Стратиформні міденосні горизонти 3A<sub>1</sub>, 3A<sub>2</sub>, 3A<sub>3</sub> і міднорудні тіла в лучичівській світі верхньоприп'ятського трапового комплексу (Південнорафалівський рудопрояв (Додаток Б.4))

У нижньому базальтовому покриві заболотівської світи мідні руди репрезентовані в основному халькозином, у верхньому – переважно самородною міддю. Вміст міді в них рідко перевищує 1% на інтервал 1 м, але в поодиноких випадках



сягає 4,5%. У 50% випадків самородна мідь міститься у вкрапленнях серед палагонітзованої основної маси базальтів, в 16% – серед гідротермальних прожилків, в 9% – у мигдалинах, а в 25% – морфотипи мідного зруденіння утворюють різноманітні комбінації.

Самородна мідь зустрічається також поза межами базальтових покривів – в туфопісковиках, серед заміщених цеолітами зерен польових шпатів по тріщинах спайності і в регенераційних облямітках кварцових уламків.

У західнобузькому траповому комплексі встановлено найменше, порівняно з іншими (табл. 5.1), інтервалів ядра з мідною мінералізацією, але серед них частка з промисловими вмістами міді  $\geq 0,1\%$  і потужністю  $\geq 1$  м найбільша. Породи комплексу, можливо, були заражені міддю від рудогенеруючого Верхньоприп'ятського трапового комплексу в процесі її гідротермального перерозподілу.

Мідне зруденіння наразі вивчено тільки в периферійній частині розглянутого трапового комплексу. Його центральна частина (район Оваднівського підняття), що складена більшою кількістю базальтових покривів значної потужності, є перспективною на виявлення нових покладів міді [127] (див. рис. 4.7, додаток Б.1).

**5.1.2. Мідне зруденіння в трапах верхньоприп'ятського комплексу** [121]. Зруденіння даного комплексу вивчене свердловинами на ділянках його неглибокого залягання (до 500 м) в Лукувсько-Ратнівській металогенічній зоні, що простягається на 300 км від Славатицького підняття на північному заході до зони Горинського розлому на південному сході. Тут знаходяться основні рудоносні поля Волинського міднорудного району (додатки Б.1, Б.3, Б.4, Б.5).

В трапах верхньоприп'ятського трапового комплексу мідь поширена в основному у самородній формі. Серед морфотипів міді переважає вкрапленість в основній масі базальтів і туфів, комбінований морфотип (основна маса, тріщини) з підлеглою вкрапленістю в мигдалинах. У Південно-Рафалівському рудопрояві в основі нижнього (надтуфового) базальтового покриву лучичівської світи серед лавокластичних



брекчий з гідротермальним цементом місцями (кар'єр «Іванчі») зустрічається також жовнові самородки міді.

Таблиця 5.1

Кількісний розподіл мідної мінералізації і зруденіння в трапових комплексах і стратонах нижнього венду (Брестсько-Волинська СФЗ в межах України)

Трапові комплекси	Стратони, (базальтові окриви і туфові панци в їхньому складі)	Міленосні горизонти	Кількість інтервалів з мідною мінералізацією		Кількість проб з вмістами міді (%)			Кількість відсоток інтервалів з вмістами міді понад 0,1% і потужністю понад 1м**
			усіх	потужнішо понад 1м	0,05-0,1	0,1-0,5	понад 0,5	
біловезько-подільський	v V <sub>1</sub> ht		0	0	0	0	0	0
	V <sub>1</sub> jk (b <sub>5</sub> )	3Б <sub>5</sub>	5	2	1	0	0	0
	V <sub>1</sub> jk (b <sub>4</sub> )	3Б <sub>4</sub>	8	0	1	1	0	0
	V <sub>1</sub> jk (b <sub>3</sub> )	3Б <sub>3</sub>	18	4	4	1	0	1 (25%)
	V <sub>1</sub> jk (b <sub>2</sub> )	3Б <sub>2</sub>	54	19	25	12	2	7 (37%)
	V <sub>1</sub> jk (b <sub>1</sub> )	3Б <sub>1</sub>	351	121	142	84	6	26 (21%)
	V <sub>1</sub> zr	3Б/3А	8	1	1	1	0	0
для всього комплексу		444	147	174	99	8	34 (23%)	
брестський	V <sub>1</sub> rt <sub>2</sub>		1	0	0	0	0	0
верхньо-прип'ятський	v V <sub>1</sub> os		1	0	0	0	0	0
	V <sub>1</sub> lč (b <sub>5</sub> )	3А <sub>5</sub>	3	0	0	0	0	0
	V <sub>1</sub> lč (b <sub>4</sub> )	3А <sub>4</sub>	13	8	5	5	1	0
	V <sub>1</sub> lč (b <sub>3</sub> )	3А <sub>3</sub>	1361	269	145	41		8 (3%)
	V <sub>1</sub> lč (b <sub>2</sub> )	3А <sub>2</sub>	1230	233	116	58	5	12 (5%)
	V <sub>1</sub> lč (b <sub>1</sub> )	3А <sub>1</sub>	2155	450	346	123	11	29 (6%)
	V <sub>1</sub> bb <sub>3</sub> (t <sub>2</sub> )	2В	81	7	109	5	2	3 (43%)
	V <sub>1</sub> bb <sub>2</sub> (b <sub>1</sub> )	2Б	484	125	0	110	37	10 (8%)
	V <sub>1</sub> bb <sub>1</sub> (t <sub>1</sub> )	2А	178	63	67	116	35	30 (48%)
	V <sub>1</sub> bb		85*	4*	2*	3*	0	0
для всього комплексу		5591	1159	790	460	54	90 (8%)	



продовження табл. 5.1

зхідно-бузький	v V <sub>1</sub> bs		0	0	0	0	0	0
	V <sub>1</sub> zb (b <sub>1-2</sub> )	1A <sub>1</sub> +1A <sub>2</sub>	40	10	13	13	4	7 (70%)
	V <sub>1</sub> gb		9	0	1	0	0	0
	для всього комплексу		49	10	14	13	4	7 (70%)
	V <sub>1</sub> br		34	7	11	4	0	3 (43%)

Примітки:

1. *br* – бродівська, *gb* – горбашівська, *zb* – заболотівська, *bb* – бабинська, *lc* – лучичівська, *rt* – ратайчицька світи; *zr* – зорянські, *jk* – якушівські верстви забродівської світи; *os* – осовська асоціація глиноземистих габро-долеритів, *ht* – хотешівська асоціація титанистих габро-долеритів, *bs* – берестецька асоціація верлітових габро і базальтових порфіритів, b<sub>1</sub>...b<sub>5</sub> – покриви базальтів та їх номер, t<sub>1</sub>... t<sub>2</sub> – пачки туфів та їх номер (знизу догори по розрізу від покривлі горбашівської світи);

2. \* – поза межами поширення покриву базальтів в бабинській світи;

3. \*\* – за результатами ТЕМ і ТЕД мінімальний промисловий вміст міді в підрахунковому блоці – 0,107% (Південно-Рафалівський рудопрояв), мінімальна потужність рудного тіла, яка включається в підрахунковий контур – 1,0 м

Мідні руди виявлені практично у всіх базальтових покривах верхньопріп'ятського комплексу, а також в окремих пачках туфів. Вони утворюють (знизу вверх по розрізу) стратиформні міденосні горизонти 2А, 2Б, 2В, 3А<sub>1</sub>, 3А<sub>2</sub>, 3А<sub>3</sub> (див. рис. 5.2), які відрізняються за продуктивністю і поширенням (див. табл. 5.1).

Горизонт 2А знаходиться в нижній туфовій пачці бабинської світи і залягає гіпсометрично нижче (10–15 м) базальтового покриву, який поширений в середній частині розрізу світи на заході досліджуваної території. Тут міденосними є шари і прошарки зеленоколірних туфів, які, порівняно з іншими туфами, за хімічним (див. табл. 4.3) і мінеральним складом найближчі до базальтів і поширюються по латералі майже згідно з межами контуру вищезгаданого базальтового покриву. Горизонт 2Б міститься в середині згаданого базальтового покриву бабинської світи (див. рис. 4.10). Горизонти 2А і 2Б найпродуктивніші у Волинському міднорудному районі.



Горизонт 2В є одним з найменш виражених порівняно з іншими. Він локально проявляється в різних ділянках у верхній частині розрізу бабинської світи, і міститься у вигляді інтервалів розсіяно-вкрапленої самородномідної мінералізації серед строкатоколірних туфів, за 0,1–10 м від подошви нижнього базальтового покриву лучичівської світи.

Горизонти 3А<sub>1</sub>, 3А<sub>2</sub>, 3А<sub>3</sub> (див. рис. 5.3) характеризують міденосність трьох нижніх базальтових покривів лучичівської світи. Самородна мідь в них локалізована переважно у фанеритових, флюїдально-смугастих різновидах базальтів, характерних для центральних і нижніх частин покривів зональної будови. Зруденіння в цих горизонтах поширене практично у кожному рудоносному полі Волинського міднорудного району і зустрічається місцями у всіх трьох покривах. Воно має яскраво виражену тенденцію до збільшення частоти та інтенсивності зверху вниз по розрізу і найкраще репрезентоване у нижньому покриві толейтових базальтів. Вказаний покрив найстабільніший щодо міденосності і найширше розповсюджений порівняно з усіма іншими.

Місцями рудні тіла різних горизонтів локалізовані одне над — одним, — утворюючи своєрідні рудні стовпи. Це спостерігається переважно в тих місцях, де прожилкова мідна мінералізація накладається на горизонти з розсіяно-вкрапленою самородною міддю, що може бути пов'язано з функціонуванням при рудогенезі зон субвертикальних розривних порушень.

У верхньоприп'ятському комплексі встановлено найбільше, порівняно з іншими (див. табл. 5.1), інтервалів керна з самородномідною мінералізацією, отримано максимальну кількість проб з промисловими вмістами міді  $\geq 0,1\%$  і потужністю  $\geq 1$  м, але частка останніх за рахунок домінування бідного розсіяно-вкрапленого зруденіння (Південнорафалівський рудопрояв) виходить незначною.

Концентрації міді в породах верхньоприп'ятського комплексу, ймовірно, мають автохтонне походження. Міденосні породи, що відрізняються за речовинним складом від низькотитанистих толейтових базальтів і зеленоколірних туфів і залягають в розрізі нижнього венду нижче і вище





верхньопріп'ятського трапового комплексу, можливо були заражені міддю в процесі її гідротермального масопереносу.

**5.1.3. Мідне зруденіння в трапах біловезько-подільського комплексу.** Мідне зруденіння в трапах біловезько-подільського комплексу поширене у Брестсько-Волинській СФЗ – на території, що відповідає рудогенеруючому верхньопріп'ятському комплексу (див. рис. 5.1). За межами зазначеної зони в трапах досліджуваного комплексу місцями відома тільки сульфідна мідна мінералізація.

Зруденілі інтервали зустрічаються майже в кожному базальтовому покриві комплексу, проте, найбільш поширені в нижніх з них – горизонтах ЗБ<sub>1</sub> та ЗБ<sub>2</sub> (додаток Б.5). Мідь зустрічається в основному у самородній формі. Серед морфотипів виділень самородної міді переважає комбінований морфотип (основна маса, тріщини, гнізда). Самородна мідь локалізована переважно серед фанеритових флюїдально-смугастих різновидів базальтів, характерних для центральних і нижніх частин покривів зональної будови.

У біловезько-подільському траповому комплексі, порівняно з верхньопріп'ятським комплексом, виявлено на порядок менше інтервалів керна з мідною мінералізацією і отримано значно меншу кількість проб з вмістами міді  $\geq 0,1\%$  на інтервал і потужністю  $\geq 1$  м (табл. 5.1), однак частка останніх за рахунок домінування багатого зруденіння комбінованого морфотипу є значною.

Порівняно слабка міденосність біловезько-подільського досліджуваного комплексу обумовлена, ймовірно, зараженням міддю його нижніх базальтових покривів від рудогенеруючого верхньопріп'ятського комплексу у процесі гідротермального масопереносу.

## 5.2. Характеристика мідних руд

**5.2.1. Мінеральний склад мідних руд.** Мінеральний склад мідних руд в трапах досліджуваного регіону характеризується домінуванням виділень самородної міді, що визначає певні підходи до їх збагачення [169; 182]. Інші



мінерали міді, репрезентовані представниками наступних мінералогічних класів: сульфідів і близькі до них сполуки – халькозин, дигеніт, халькопірит, борніт, ковелін, ідаїт, нукунедаміт, талнахіт, тенантит; оксиди, гідрооксиди – куприт, тенорит, деляфосит; силікати – хризокола; карбонати – малахіт, азурит; сульфати – хальконтит; фосфати – бірюза; інтерметалічні сполуки – купроаурит, рожковіт [95; 182]. Одним з найпоширеніших сульфідів міді, що асоціює з самородною міддю, є халькозин. В мідних рудах іноді присутні самородні метали – залізо, срібло, нікель.

Розмаїття згаданих мінералів, котрі здебільшого становлять мінералогічний (мінералого-генетичний) інтерес, не впливає суттєво на якісні показники і сортність мідних руд, панівна роль в формуванні яких належить самородній міді.

Самородна мідь утворює в основній масі магматичних порід численні дрібні (до 0,8 мм) ізометричні зерна, ксеноморфні по відношенню до плагіоклазів і піроксенів, ідіоморфні та геміідіоморфні – до вулканічного скла та епімагматичних мінералів, а також входить до асоціації мінералів, що заповнюють мигдаліни, тріщини і гідротермальні прожилки. До ідіоморфних виділень належать багатогранники, їх зростки і деякі дендрити, до геміідіоморфних – більшість дендритів і дендритоїдів, недосконалі кристали, до ксеноморфних – пластинчасті, півчасті, губчасті, крапле-, грудко-, жилко-, амебоподібні і суцільні масивні агрегати. За результатами кристалографічних досліджень [86] серед багатогранників переважають комбінаційні форми, ромбододекаедри, тетрагексаедри, а куби, октаедри і кубооктаедри є відносно рідкими утвореннями, до того ж останні частіше трапляються в туфах.

Розміщення виділень самородної міді в основній (для туфів і лавобрекчій цементуючій) масі загалом нерівномірне – від вкрай нерівномірної, спорадично розсіяної вкрапленості до порівняно сталої концентрації, витриманої по інтервалах потужністю до декількох метрів. За структурно-текстурними ознаками мідні руди характеризуються переважно гіпідіоморфно-, алотріоморфнозернистою, зрідка дендритовою і



цементною структурами і наявністю вкраплених (рівномірно-, лінзоподібно-, гніздоподібно-вкраплені), смугастих, прожилкових, петельчастих текстур.

За хімічним складом (мікрорентгеноспектральний аналіз 32 проб) самородна мідь Волині є надзвичайно чистим мінералом. Основні домішки в ній – срібло і залізо, вмісти яких коливаються в доволі широких межах: Ag – від 0,01 до 0,37%, а Fe – від 0,01 до 3,54%. Окрім того, інколи присутнє Au (до 0,03%) та Sb (до 0,02%), Вi (до 0,05%), Hg (до 0,01%), Ni (0,02%), Cr (0,01), Co (0,01), As (сліди), паладій (сліди). Вищий вміст домішок Fe і Ag властивий міді бідних руд з розсіяно- та смугасто-вкрапленим морфотипом мінералізації масивних базальтів та туфів, нижчий – міді порівняно багатих руд з прожилково-вкрапленим та самородковим типом мінералізації.

### **5.2.2. Морфотипи самородномідних руд [131].**

Морфотипи самородномідних руд (рис. 5.4) в трапах регіону служать важливою пошуковою ознакою бідних чи багатих мідних руд. Їх необхідно враховувати також при розробці оптимальної технологічної схеми вилучення міді. Розподіл різних морфотипів самородномідного зруденіння в стратиформних міденосних горизонтах має нерівномірний характер (табл. 5.2, рис. 5.5).

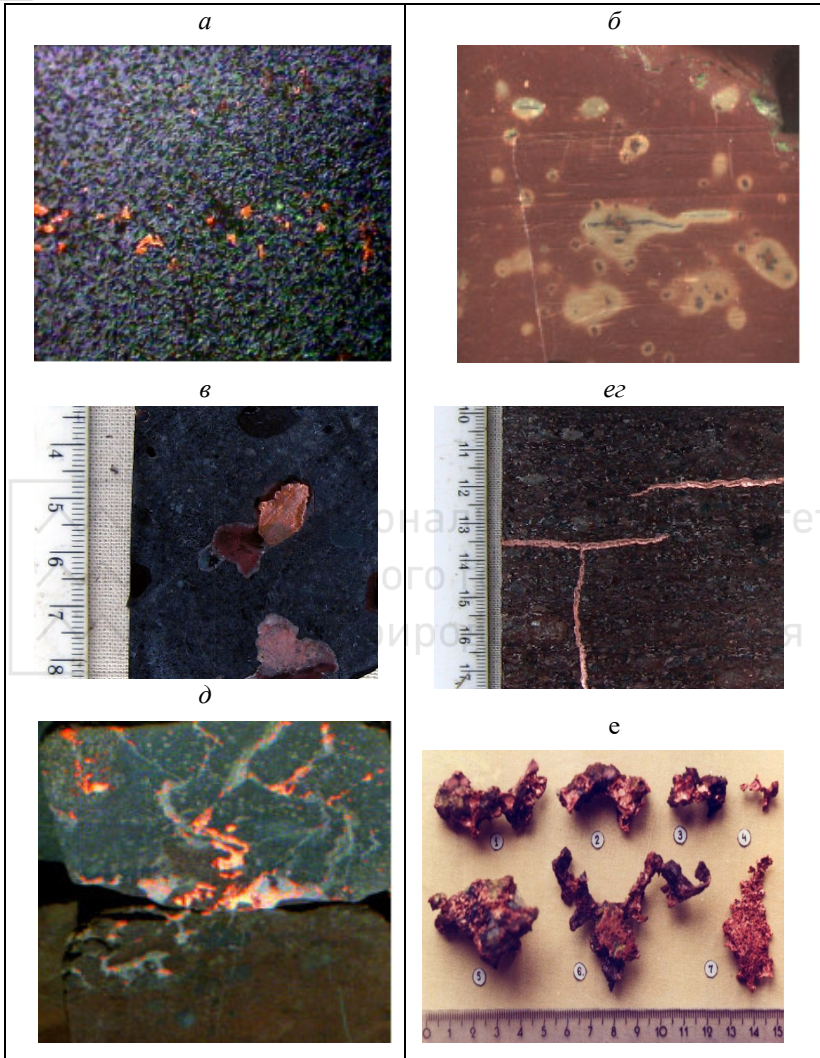


Рис. 5.4. Морфотипи самородного зруденіння: *a* – вкраплене у фанеритовому базальті (збільшення в 6 разів); *б* – гніздово-вкраплене в плямах освітлення алевролітів (збільшення в 6 разів); *в* – в мигдалинах базальту; *г* – прожилкове в туфі; *д* – жовнове в цементі лавокластичних брекчій (діаметр керна – 7 см); *е* – жовнові самородки міді



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

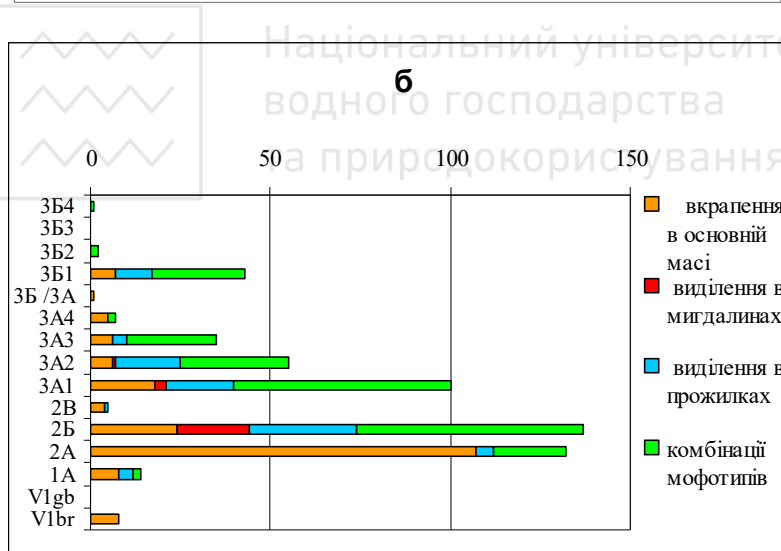
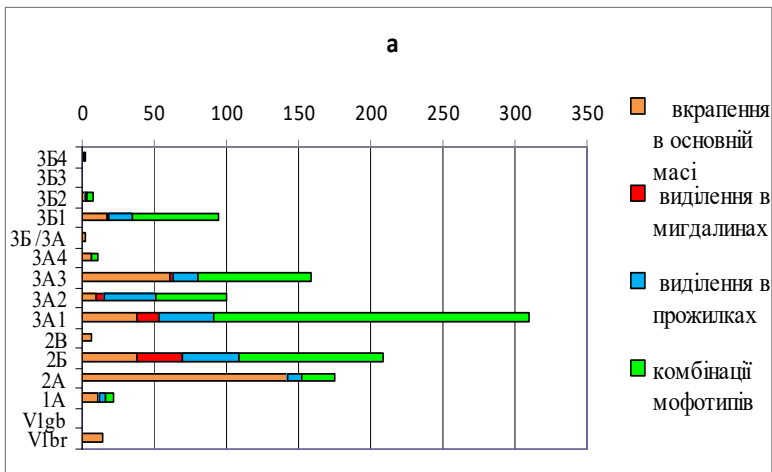


Рис. 5.5. Діаграми розподілу кількості інтервалів з різними морфотипами самородної мінералізації (а) та зруденіння (б) по стратиформних рудних горизонтах в розрізі нижнього венду Волині (а – з вмістами Cu  $\geq 0,05$  %; б – з вмістами Cu  $\geq 0,1$  %)



Таблиця 5.2

Розподіл кількості інтервалів з різними морфотипами  
самородномідного зруденіння стратонах зведеного розрізі  
нижньовендських трапів Волині

Стратоні (базальтові покриви і туфові пачки)	Міденосні горизонти	Кількість інтервалів з морфотипами самородномідного зруденіння:										
		всіх	вкраплення і гнізда в основній масі порід		вкраплення і гнізда в мигдалаинах		пластинки луски, вкраплення, дендрити в прожилках		комбінації морфотипів (іноді з самородками)			
			з вмістом Cu (%)									
			≥0,05	≥0,1	≥0,05	≥0,1	≥0,05	≥0,1	≥0,05	≥0,1	≥0,05	≥0,1
$V_{ijk}$ (b <sub>4</sub> )	3Б <sub>4</sub>	2	1	1						1	1	
$V_{ijk}$ (b <sub>3</sub> )	3Б <sub>3</sub>	1						1				
$V_{ijk}$ (b <sub>2</sub> )	3Б <sub>2</sub>	8	2	2				1		5	2	
$V_{ijk}$ (b <sub>1</sub> )	3Б <sub>1</sub>	95	43	17	7	1		17	10	60	26	
$V_{1zr}$	3Б /3А	2	1	2	1							
$V_{1lč}$ (b <sub>4</sub> )	3А <sub>4</sub>	11	7	6	5					5	2	
$V_{1lč}$ (b <sub>3</sub> )	3А <sub>3</sub>	159	35	61	6	2		17	4	79	25	
$V_{1lč}$ (b <sub>2</sub> )	3А <sub>2</sub>	100	55	10	6	5	1	36	18	49	30	
$V_{1lč}$ (b <sub>1</sub> )	3А <sub>1</sub>	310	100	38	18	15	3	38	19	219	60	
$V_{1bb_3(t_2)}$	2В	7	5	6	4			1	1		0	
$V_{1bb_2}$ (b <sub>1</sub> )	2Б	209	137	38	24	32	20	39	30	100	63	
$V_{1bb_1(t_1)}$	2А	175	132	142	107			10	5	23	20	
$V_{1zb}$ (b <sub>1</sub> )	1А	22	14	11	8	1		4	4	6	2	
$V_{1gb}$	$V_{1gb}$	1		1								
$V_{1br}$	$V_{1br}$	14	8	14	8							
Разом		1116	540	349	194	56	24	164	91	547	231	

Примітка. В таблиці використані дані, зібрані геологами Рівненської геологічної експедиції: Я.О. Косовським, М.І. Жуйковим, С.Л. Волковим, М.В. Федорчуком та автором.



### ***Розсіяно-вкраплене самородномідне зруденіння.***

Зруденіння цього морфотипу розвинуте переважно в потужних базальтових покривах з чітко вираженою текстурно-структурною, мінералогічною та петрохімічною вертикальною зональністю, а також в туфах основного складу. Серед базальтів вкраплені мідь локалізується переважно в флюїдально-смугастих, слабо змінених фанеритових різновидах (рис. 5.4 а), які знаходяться в центральній і нижній частинах покривів. Зерна міді розміром до 1 мм часто приурочені до субгоризонтальних шліровидних смуг флюїдальності, в котрих плагіоклази, піроксени та магнетити мають більші розміри, ніж в основній масі базальтів, а мезостазис в збільшених інтерстиціях сильніше змінений: майже весь палагонізований та хлоритизований. Мідь наростає на магматичні мінерали, часто має з ними корозійні контакти, розвивається по спайності і мікротріщинах.

Концентрації міді в базальтах з розсіяно-вкрапленим типом зруденіння рідко перевищують 0,3%. Проте, враховуючи стратиформний характер, широке розповсюдження по площі на кількох стратиграфічних рівнях (горизонти 1А, 2А, 2Б, 2В, 3А, 3Б) і наявність значних (до 7-8 м) рудовмісних інтервалів, даний тип зруденіння слід вважати перспективним на виявлення покладів руд з відносно низькими вмістами міді, але з великими її запасами.

Найбільша кількість інтервалів з розсіяно-вкрапленим самородномідним зруденінням встановлена в горизонті 2Б – серед базальтового покриву в середині розрізу бабинської світи (див. табл. 5.2, рис. 5.5, б).

Розсіяна вкрапленість самородної міді в базальтових туфах найбільш характерна для різновидів специфічного зеленого та строкатого кольорів (горизонт 2А). Вкраплення міді містяться переважно в цементуючій масі «зелених» туфів та в мигдалинах, окремих вітро- і літокластичних уламках в тісній асоціації з гідротермальними мінералами – переважно смектит-хлоритовими агрегатами, халцедоном, цеолітами. За кількістю та часткою рудних інтервалів розсіяно-вкрапленої міді з її промисловими вмістами (понад 0,1%) горизонт 2А, на сьогодні, є найпродуктивнішими у Волинському міднорудному районі.



### ***Гніздово-вкрапленне самородномідне зруденіння.***

Зруденіння даного морфотипу розвинуте в основному у теригенних відкладах: плямисто змінених червоноколірних вулканоміктових алевролітах та пісковиках зорянських верств забродівської світи (горизонт ЗБ/ЗА), в туфопісковиках горбашівської світи волинської серії, а також серед алевролітів і аргілітів бродівської світи нижнього венду (рис. 5.4, б). Густі вкраплення міді утворюють гнізда в плямах освітлення (в результаті відновлення окисного заліза) червоноколірних відкладів, а також іноді локалізуються у вигляді плівок навколо теригенних зерен кварцу. В останніх самородна мідь іноді консервується регенованим кварцом. Поки що, масштаби такої мінералізації незначні і значно поступаються іншим. У відкладах бродівської світи, в яких вмісти міді (за участі халькозину і халькопіриту) досягають 0,3%, з нею пов'язуються перспективи виявлення рудних тіл.

***Самородномідне зруденіння в мигдалинах.*** Самородна мідь в мигдалинах (рис. 5.4, в) базальтів поширена у формі вкраплень та лусок, які за розмірами підпорядковані величині мигдалин, вивонених гідротермальними мінералами. Перелік останніх доволі широкий, однак самородна мідь асоціює найчастіше із смектит-хлоритовими та стильбіт-морденіт-халцедоновими агрегатами, поширеними серед мигдалин і прожилків в середині базальтових покривів, у фронтальній частині колони зональних гідротермальних змін (див. рис. 4.33). Індивідуалізована частка даного морфотипу зруденіння у загальній міденості трапів незначна (див. табл. 5.2, рис. 5.5) і є суттєвою тільки в базальтовому покриві у бабинській світі (горизонт 2Б).

***Прожилкове самородномідне зруденіння*** (рис. 5.4, г) розвинуте в ареалах тріщинуватості і прожилкової гідротермальної мінералізації базальтів та туфів. Мідь в них зустрічається переважно в прожилках з кварц-халцедоною, цеолітовою та хлорит-смектитовою мінералізацією, де утворює вкраплення, неправильної форми виділення, луски та плоскі дендритовидні агрегати. Концентрації міді в базальтах з прожилковою мінералізацією вкрай нерівномірні і зростають в





тих місцях, де прожилкова мідна мінералізація накладається на горизонти з розсіяно-вкрапленою самородною міддю. Вони проявляють значимі позитивні кореляційні зв'язки з вмістами в базальтах  $\text{SiO}_2$ .

Прожилкове самородномідне зруденіння поширене у всіх стратонах і породах трапової формації Волині (див. табл. 4.2, рис. 5.5), але найбільший виражений прояв має в базальтових покривах бабинської і лучичівської світ (горизонти 2 Б, 3А<sub>1</sub>, 3А<sub>2</sub>).

**Жовнове самородномідне зруденіння.** Жовнові самородки міді (рис. 5.4, д, е) чітко локалізовані і зустрічаються в розрізі волинської серії в основі нижнього базальтового покриву лучичівської світи в Рафалівській і Мідській ділянках. Мідні руди тут приурочені до малопотужного (0,1–0,2 м) горизонту лавокластичних брекчій, зцементованих переважно мінералами гідротермального походження. В брекчіях самородна мідь найчастіше асоціює з кварцом, халцедоном, хлоритом, анальцимом, разом з якими цементує уламки порід, утворюючи жовна-самородки різноманітної дендритоподібної форми (рис. 5.4, е) розміром до 8–10 см. Вага деяких з них сягає 735 і 982 грами (відповідно Рафалівська і Мідська пошукові площі).

Жовнове самородномідне зруденіння в лавокластичних брекчіях вкрай нерівномірне. Вмісти міді в них змінюються від фонових (0,01%) до 5%. На сьогоднішній день дані міденосні породи репрезентують найбагатші мідні руди Волині.

**Комбінації морфотипів самородномідного зруденіння** в трапах Волині найпоширеніші. Найбільше їх виявлено в базальтових покривах бабинської (горизонт 2Б) та лучичівської світ (див. табл. 5.2), зокрема, – в найнижчому покриві останньої (горизонт 3А<sub>1</sub>). Концентрації міді в базальтах з комбінованою самородномідною мінералізацією вкрай нерівномірні і зростають (іноді понад 1%) в тих місцях, де прожилкова мідна мінералізація накладається на горизонти з розсіяно-вкрапленою міддю в базальтах і туфах, або з виділеннями самородної міді в мигдалинах серед базальтів. Разом з тим, для ділянок комбінацій морфотипів мідного зруденіння характерним є зростання потужності рудних інтервалів (до 10 м). Щодо концентрацій міді



в породах зі змішаними морфотипами її виділення, то найпродуктивнішою в цьому сенсі є нижня пачка туфів бабинської світи (горизонт 2А), яка містить зелено- та строкатоколірні прошарки з густою розсіяно-вкрапленою міддю та мідні прожилки ( див. рис. 5.4, з).

**5.2.3. Супутня благороднометалічна мінералізація.** В мідних рудах регіону найповніше вивчена срібна мінералізація [95]. Виявлено досить стійку геохімічну асоціацію міді і срібла, коефіцієнт кореляції між якими в більшості горизонтів становить понад 0,75. При цьому середній вміст срібла майже на порядок перевищує значення його кларка для основних порід. Срібло у самородній мінеральній формі концентрації дуже часто фіксується в аншлахах і мінералогічних (протолочних) пробах, відзначаючись високою чистотою. За даними мікрозондового аналізу [87], вміст срібла в мінералі знаходиться в межах 97,55–99,64%. При цьому, самородне срібло в зростках з самородною міддю суттєво не відрізняється за хімізмом від відокремлених індивідів срібла. Воно містить незначні домішки міді (до 0,18%), заліза (до 0,13%), часом арсену (до 0,09%), зрідка золота (до 0,02%), а також характеризується сталим підвищеним вмістом Hg (до 2,22%). Морфологія виділень самородного срібла різноманітна – ідіоморфні і геліоїдіоморфні кристали, дендрити, ксеноморфні масивні агрегати, а також покриття мідних кристалів.

За наявними даними (мікрозондові визначення), в монофракціях самородної міді з рудовмісних порід рудопрояву Жиричі (n = 51) середній вміст срібла становить 706 г/т, а для Рафалівської площі (n = 79) – 564 г/т [182].

В межах Південно-Рафалівського рудопрояву встановлено підвищений вміст золота (до 0,03%) в самородній міді, а також фіксується наявність його високих вмістів (до 9,56 г/т) в породах міденосних горизонтів, які по латералі в більшості випадків не співпадають з мідним зруденінням [182].



### 5.3. Критерії прогнозу мідного зруденіння

Критерії прогнозу мідного зруденіння трапів – геологічні фактори, що відображають вікові, речовинні, просторові, подієві зв'язки між складовими трапової формації та їх потенційною рудоносністю, а також пошукові ознаки, що свідчать про безпосередню наявність міді в трапах та вказують на присутність її концентрацій.

**5.3.1. Прогнозні фактори.** Серед прогнозних факторів мідного зруденіння в трапах пд.-зх. частини ССП найдієвішими виявились фактори першого (стратиграфічні, петрографічні, мінералогічні, структурно-тектонічні), та другого (палеовулканологічні, вулкано-тектонічні) роду (додатки Б.1, Б.3, Б.4, Б.5).

**Стратиграфічні фактори.** Дані фактори засвідчують зв'язок мідного зруденіння з відповідними стратонами волинської серії [142], його просторову поширеність в залежності від повноти і особливостей будови перервано-шаруватих трапових розрізів. В дискретному ряду стратиформних міденосних горизонтів (знизу догори) 1А, 2А, 2Б, 2В, 3А<sub>1</sub>, 3А<sub>2</sub>, 3А<sub>3</sub>, 3Б/3А, 3Б<sub>1</sub>, 3Б<sub>2</sub>, 3Б<sub>3</sub>, 3Б<sub>4</sub>, 3Б<sub>5</sub>, що розглядались в попередніх розділах, більшість горизонтів є нерівнозначними за масштабами поширення в трапових комплексах і показниками міденосності (табл. 5.3).

Ймовірність знаходження у розрізі волинської серії підвищених вмістів міді обумовлена, в першу чергу, наявністю в ньому базальтових покривів, що займають певну стратиграфічну позицію. Найперспективнішими в цьому відношенні є покриви міденосних базальтів верхньоприп'ятського трапового комплексу, зокрема – покриви толеїтових базальтів лучичівської світи (міденосні горизонти 3А<sub>1</sub>, 3А<sub>2</sub>, 3А<sub>3</sub>) і покрив (друга пачка) таких же базальтів в туфовому розрізі бабинської світи (міденосний горизонт 2Б).

Серед туфових верств бабинської світи продуктивними на мідь можуть бути ті частини їхнього розрізу, які екрануються зверху базальтовими покривами. Останні, як правило, самі є міденосними. Відповідно, міденосний горизонт 2А в туфах тісно



пов'язаний з базальтовим горизонтом 2Б, а горизонт 2В – з горизонтом 3А<sub>1</sub>. Найкращі статистично обґрунтовані показники міденості (див. табл. 5.3, рис. 5.5) отримані для нижньої туфової пачки бабинської світи, а точніше – для зелено- і строкатоколірних різновидів туфів (горизонт 2А).

Значну перспективність, за рахунок високої частки проб з промисловими концентраціями міді, має самородномідне зруденіння у нижніх покривах (горизонти 3Б<sub>1</sub>, 3Б<sub>2</sub>) титанистих феробазальтів якушівських верств, а також в покривах олівінових базальтів (горизонти 1А<sub>1</sub>, 1А<sub>2</sub>) заболотівської світи, але показники міденості цих стратонів можуть бути на порядок нижчими від таких для стратонів верхньопріп'ятського комплексу.

**Петрографічні фактори.** Петрографічні фактори міденості трапів [38; 182] оснований на використанні петрогенетичних зв'язків мідного зруденіння з гірськими породами того чи іншого речовинного складу, їх певними структурними і текстурними особливостями.

В розрізах волинської серії домінуюча (до 90%) кількість інтервалів з візуально видимою мідною мінералізацією загалом знаходиться в базальтових покривах з властивими для них речовинними і структурними особливостями, що позитивно впливають на локалізацію міді.

Так, продуктивні на мідь ефузивні покриви верхньопріп'ятського трапового комплексу в межах Волинського міднорудного району представлені низькотитанистими толейтами, тоді як менш мідені покриви заболотівської світи – олівіновими базальтами, а якушівські верстви забродівської світи – феробазальтами. По-друге, найкращі показники міденості мають ті базальтові і туфові покриви, які в розрізі стратонів верхньопріп'ятського комплексу займають нижню стратиграфічну позицію. Це можна пояснити тим, що вони є продуктами стартових вивержень, якими розпочинались окремі фази трапового магматизму. Такі лави ймовірно, були найбільш спеціалізовані на елементу мідь. По-третє, самородномідна мінералізація найчастіше розвинута у фанеритових флюїдально-смугастих різновидах палагонітових



базальтів, які характерні тільки для середньої та нижньої частин достатньо потужних покривів з добре вираженою зональною будовою. При цьому, важливою умовою локалізації міді є наявність в базальтах морденіт-халцедонового парагенезису, що розвивається (як показано в пункті 4.5.2) у фронтальній частині колони гідротермально-метосаматичних змін.

Самородна мідь розсіяно-вкрапленого морфотипу у фанеритових різновидах базальтів (див. рис. 4.17, 5.4, а) поширена у вигляді смуг в основній масі порід. Вкраплення самородної міді діаметром до 0,5 мм тяжіють до полімінеральних смужок і шлірових ділянок з долеритовою структурою і збільшеними палагонітовими інтерстиціями. Вони розвиваються переважно в хлоритизованому палагонітовому мезостазисі. Баланс нормативних фемічних та салічних мінералів [122] свідчить про підвищену мафічність цього різновиду базальтів в порівнянні з іншими (табл. 5.3). Детальна їх петрографічна характеристика наведена в пункті 4.2.2.

Таким чином, наявність в ефузивних покривах смугастих, палагонітових, фанеритових різновидів толейтових базальтів з морденіт-халцедоновими новоутвореннями може слугувати візуальною — пошуковою ознакою наявності в них самородномідного зруденіння.

Зв'язок самородномідного зруденіння з певними відмінами вулканокластичних порід надійно встановлюється лише для зеленоколірних туфів, поширених в межах розповсюдження першої туфової пачки бабинської світи (горизонт 2А), а також для лавокластичних брекчій з гідротермальним цементом в основі нижнього базальтового покриву лучичівської світи (горизонт 3А<sub>1</sub>). Особливістю міденосних зеленоколірних туфів є їх мінеральний і хімічний склад, найближчий до базальтів (див. пункт 4.2).



Таблиця 5.3

Будова та склад зонального покритву базальтів лучичівської світи у свердловині 8107. Нормативний склад базальтів розрахований за GIPV

Горизонти	Глибина (м)	Колонка	Фемічні мінерали				Салічні мінерали				Кольоровий індекс,	Вміст Сu, %	
			Di	Hu	Mt	Il	Ap	Q	Ab	An			
			<u>45,1</u>				<u>56,21</u>						
1	192		10,44	24,36	6,96	3,04	0,3	3,6	2,8	26,2	23,6	0,80	0,008
	194		<u>45,98</u>				<u>55,61</u>						
2	196		15,5	20,18	6,96	3,04	0,3	2,5	3,6	26,21	23,3	0,83	0,008
	198		<u>46,51</u>				<u>54,90</u>						
3			17,4	18,91	6,26	3,04	0,9	0,5	7,2	24,6	22,5	0,85	0,019
	200		<u>46,26</u>				<u>55,67</u>						
4	202		22,52	13,51	6,90	3,02	0,3	0	7,2	25,3	23,2	0,83	0,008
	204		<u>47,25</u>				<u>53,29</u>						
5	206		24,36	11,9	7,40	3,19	0,4	3,6	4,0	21,48	24,21	0,88	0,036

Di-діопсид, Hu-гіперстен, Mt-магнетит, Il-ільменіт, Ap-апатит, Q-кварц, Or-ортоклаз, Ab-альбіт, An-анортит. Підкреслено – сума мінералів фемічного або салічного профілю.

базальти фанеритові меланократові базальти афанітові

базальти мигдалекам'яні лейкократові лавобрекчії

шліроподібні смужки

**Петрохімічні фактори.** Результати петрохімічних досліджень трапів регіону свідчать, що локалізація в них міді в значній мірі залежить від особливостей хімічного складу порід [136]. Так, у варіаціях хімічного складу базальтових покриттів лучичівської світи, розкритих свердловинами в межах Південно-Рафалівського рудопрояву і суцільно опробуваних на родовищі базальтів «Іванчі» (135 аналізів), проявляються прямі, значимі кореляційні зв'язки вмістів міді з вмістами CaO та FeO (К.к. – 0,26 та 0,29 при 5% рівні значимості 0,195) або сумарним їх вмістом. Такі ж значимі кореляційні зв'язки зазначених компонентів були виявлені при дослідженнях трапів Прип'ятського валу [38].



З іншої сторони, зіставлення середнього хімічного складу вивержених порід з добре вираженою самородномідною мінералізацією і порід з відсутністю такої в стратонах волинської серії (табл. 5.4) однозначно показують, що перші містять підвищену кількість CaO та FeO, а другі, як правило, мають підвищену кількість Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Про це ж свідчить і позиція фігуративних точок міденосних вивержених порід на діаграмі розподілу критичних груп петрохімічних компонентів (рис. 5.6).

Загалом, вмісти CaO та FeO, з якими корелюється мідь, є найвищими у фанеритових, зазвичай міденосних, різновидах базальтів центральних частин ефузивних покривів. Зокрема, серед стратонів волинської серії середній вміст CaO має максимальне значення в міденосних базальтах нижнього покриву лучичівських верств, а вміст FeO – в базальтах якушівських верств (див. табл. 4.3, 4.7). Серед пірокластичних порід ці компоненти в найбільшій кількості містяться в зеленоколірних різновидах туфів бабинської світи (див. табл. 4.3).

Зазначені петрохімічні зв'язки міді із петрогенними компонентами за певних геологічних умов не завжди зберігаються. Вони втрачають силу в тих частинах трапів, де проявлена інтенсивна прожилкова гідротермальна мінералізація порід в зонах об'ємного катаклазу (св. 8243 у Прип'ятському валі, св. 5910 у Південнорафалівському рудопрояві та інші). Гідротермальні прожилки з самородною міддю в таких місцях накладені на породи з крапленнями міді, розсіяними в основній масі. Вмісти міді тут проявляють прямі значимі кореляційні зв'язки з вмістами SiO<sub>2</sub> і зворотні з MgO (табл. 5.5). Це пояснюється контролем самородномідного зруденіння цеоліт-халцедоновими прожилками. Кореляційні зв'язки міді з вмістами CaO та FeO в таких ділянках прожилкової мінералізації не проявляються. Однак, достатньо з петрохімічної вибірки вилучити аналізи з аномальними вмістами Cu та SiO<sub>2</sub>, як дані зв'язки знову набувають значимих величин.



Таблиця 5.4

Співставлення середніх хімічних складів міденосних і  
неміденосних вивержених порід в стратонах волинської серії

Стратони	Породи	Петрогенні компоненти, %											Кількість аналізів	Наявність міді	
		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>			SO <sub>3</sub>
jk (b <sub>1</sub> )	титаністобазальти	50,18	2,19	13,82	6,75	7,24	0,27	5,62	7,53	2,94	0,97	0,26	0,08	35	–
		49,85	2,17	13,58	5,76	8,77	0,25	5,36	8,30	2,74	0,79	0,23	0,13	9	+
lĉ (b <sup>3</sup> )	толеїтові базальти	49,26	1,60	14,29	5,56	7,16	0,24	6,99	8,75	2,72	0,67	0,20	0,01	20	–
		50,51	1,63	14,09	4,67	7,81	0,25	6,48	9,04	2,60	0,93	0,20	0,03	11	+
lĉ (b <sup>2</sup> )		48,55	1,69	14,32	7,24	6,57	0,24	6,50	8,47	3,26	0,93	0,26	0,04	38	–
		48,51	1,54	14,55	5,89	7,29	0,22	6,16	9,33	2,79	0,64	0,15	0,04	6	+
lĉ (b <sup>1</sup> )		47,88	1,59	14,43	6,66	6,86	0,29	6,87	9,07	2,93	0,67	0,21	0,03	76	–
		48,22	1,43	14,70	5,63	7,43	0,26	6,89	9,88	2,62	0,57	0,18	0,12	14	+
bb <sub>2</sub> (b)		46,38	1,5	15,94	7,86	5,55	0,26	6,57	7,74	3,2	1,1	0,21	0,17	41	–
		46,77	1,42	15,67	7,68	6	0,28	6,61	8,06	3,17	0,94	0,22	0,06	16	+
bb <sub>1</sub> (t)	коричневі туфи	47,80	1,61	13,92	8,73	3,55	0,23	7,73	4,43	4,64	1,02	0,10	0,06	15	–
	зелені туфи	47,25	1,44	14,2	7,13	4,04	0,21	7,47	6,87	3,81	1,15	0,1	0,2	12	–
		47,32	1,52	13,88	7,22	4,86	0,23	6,64	8,02	3,42	0,65	0,15	0,16	5	+
bb (t)	всі туфи	47,42	1,86	13,47	10,21	3,38	0,20	7,81	3,02	4,35	1,34	0,16	0,05	68	–
zb (b)	олівінові базальти	45,98	1,54	15,25	6,86	4,38	0,23	10,24	6,74	2,66	0,91	0,16	0,09	28	–
		48,80	1,29	14,49	4,27	6,24	0,27	8,69	6,72	3,37	1,56	0,19	0,01	5	+

Примітка. Стратони волинської серії: zb (b) – базальтові покриви заболотівської світи; bb<sub>1</sub> (t) – нижня туфова пачка бабинської світи; bb<sub>2</sub>(b) – базальтовий покрив бабинської світи; lĉ(b<sup>1</sup>,b<sup>2</sup>,b<sup>3</sup>) – базальтові покриви лучичівської світи; jk (b<sub>1</sub>) – нижній базальтовий покрив якушівських верст





Таблиця 5.5

Кореляція вмістів петрогенних хімічних компонентів та міді в  
породах з прожилковою хлоритцеоліт-халцедоновою  
мінералізацією за керном св. 5910 з базальтових покривів  
лучичівської світи – V<sub>1</sub> ІС(б<sup>1</sup>-б<sup>3</sup>)

Індекс сцягоду	Породи	Інтервал опробу- вання в м	Компоненти, % (силікатний аналіз)												Хім. ан.	Нейт. акт. ан.
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	n.n.n.	-H <sub>2</sub> O			
															Cu,%	Cu,%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	15	16	17	
V <sub>1</sub> ІС(б <sup>1</sup> )	базальт	18-19,9	48,07	15,25	5,71	6,8	1,62	0,34	9,51	7,63	0,41	2,42	2,42	0,115	0,102	
	базальт	19,9-21	48	15,24	5,96	6,96	1,64	0,34	9,55	7,67	0,34	2,14	2,87	0,045	0,093	
	базальт	21-22	48,2	15,59	5,38	6,78	1,62	0,32	9,52	7,56	0,37	2,34	2,51	0,032	0,1	
	базальт	22-23	48,06	14,79	5,12	7,83	1,61	0,32	9,96	8,17	0,25	1,9	2,46	0,015	0,055	
	базальт	23-24	47,51	15,86	2,77	9,81	1,62	0,33	9,55	7,46	0,27	2,6	2,86	0,105	0,156	
	базальт	24-24,8	47,92	15,43	5,1	7,77	1,6	0,35	10,0	7,62	0,37	1,77	2,2	0,034	0,084	
	базальт	24,8- 25,6	49,56	14,27	5,56	7,05	1,56	0,35	9,2	8,26	0,25	1,66	2,27	0,026	0,156	
	базальт	25,6- 26,3	49,07	14,77	5,29	7,82	1,59	0,40	9,59	7,61	0,3	1,65	2,26	0,047	0,096	
	базальт	26,3- 26,7	48,73	14,92	5,28	7,65	1,6	0,36	10,1	7,22	0,35	1,64	2,34	0,05	0,146	
	базальт	26,7- 27,4	49	14,69	5,59	7,08	1,61	0,34	9,82	7,65	0,49	1,74	2,62	0,012	0,054	
базальт	27,4- 28,1	49,88	13,77	7,13	5,53	1,52	0,29	9,06	6,68	1,76	2	2,39	0,024	0,063		
V <sub>1</sub> ІС(б <sup>2</sup> )	туф	29,2- 29,7	49,24	12,98	13,7	1,45	2,1	0,13	3,29	5,34	4,51	3,86	2,99	0,009	0	
	лавоб- рекція	32,5- 33,8	53,42	12,89	6,85	5,4	1,48	0,38	3,69	7,68	2,19	3,62	1,67	0,018	0,056	
	базальт	33,8- 35,1	48,71	13,72	6,9	6,75	1,58	0,6	4,82	9,05	1,42	3,62	1,61	0,021	0,065	
	базальт	35,1- 36,1	49	14,01	6,46	6,82	1,61	0,59	5,44	8,07	1,42	3,47	1,45	0,021	0,077	
	базальт	36,1- 37,1	49,22	13,76	7,48	6,29	1,64	0,53	5,27	8,36	1,46	3,3	1,02	0,021	0,071	
	базальт	37,1-38	49,42	14,19	7,68	6,01	1,66	0,50	4,95	8,52	1,45	2,51	0,46	0,018	0,066	
	базальт	38-39,3	48,02	14,63	7,53	6,4	1,7	0,40	6,56	8,07	1,28	2,8	1,38	0,016	0,062	
	базальт	39,3- 40,4	54,25	12,57	6,99	5,56	1,49	0,34	6,18	7,2	0,95	2,47	1,4	0,013	0	
	базальт	40,4- 41,5	47,96	14,74	7,53	6,03	1,73	0,41	7,9	7,94	1,09	2,27	0,89	0,013	0,052	
	базальт	41,5- 42,8	48,51	13,9	7,98	6,04	1,7	0,33	8,93	7,42	0,81	2,05	0,96	0,016	0,094	
	базальт	42,8-44	48,03	14,08	8	6,12	1,66	0,30	9,81	7,1	0,72	1,88	0,93	0,016	0,124	
	базальт	44-44,2	48,72	14,03	7,79	6,3	1,74	0,30	9,68	6,5	0,91	1,53	1,16	0,02	0	
	базальт	44,2- 45,2	49,3	14,55	7,43	6,24	1,62	0,33	9,38	6,27	0,95	2,13	1,45	1,01	0,034	



продовження табл. 5.5

базальт	45,2-45,5	51,28	13,56	7,44	6,2	1,53	0,23	8,78	5,64	0,77	2,28	1,82	0,98	0,031
базальт	45,5-46,2	51,39	13,92	7,8	6,13	1,58	0,35	6,75	6,28	0,86	2,42	2,01	1,16	0,127
базальт	46,2-48,6	52,27	13,3	7,41	5,92	1,55	0,38	7,01	6,88	0,81	2,33	1,98	0,68	0,123
базальт	46,8-47,7	56,47	11,62	6,9	5,91	1,39	0,32	6,2	6,1	0,68	2,09	2,05	1,61	0,253
базальт	47,7-48,5	50,03	13,86	8,2	6,23	1,56	0,35	7,54	6,73	0,87	2,43	2,07	1,38	0,219
базальт	48,5-49,4	49,62	13,43	7,93	6,25	1,58	0,37	7,96	6,95	0,9	2,49	2,26	1,7	0,207
базальт	49,4-50,2	49,18	14,38	7,7	6,26	1,63	0,39	8	6,54	0,88	2,5	2,47	2,02	0,184
базальт	50,2-51	48,86	14,39	7,53	6,52	1,56	0,38	7,49	7,03	0,92	2,53	2,47	1,4	0,195
базальт	51-51,8	49,53	13,98	7,52	6,88	1,62	0,37	7,24	6,75	0,92	2,5	2,28	1,92	0,115
базальт	51,8-52,5	51,38	13,57	7,45	6,09	1,58	0,28	7,61	6,49	0,78	2,37	1,98	1,05	0,168
базальт	52,5-53,2	51,26	13,57	7,91	6,26	1,53	0,28	7	6,55	0,76	2,44	2,23	2,01	0,111
базальт	53,2-54	49,47	14,41	8,56	5,9	1,64	0,38	8,42	6,22	0,95	2,45	1,52	0,23	0,094
базальт	54-54,8	50,32	14,03	6,97	6,42	1,58	0,42	8,1	6,63	0,97	2,39	1,96	1,7	0,286
базальт	54,8-55,4	49,41	14,53	6,78	6,3	1,59	0,42	8,64	6,59	1,1	2,43	1,76	1,08	0,014
базальт	55,4-56,4	50,2	13,94	7,88	5,98	1,61	0,42	8,19	6,37	1,15	2,32	1,8	0,81	0,008
базальт	56,4-57,4	48,7	14,23	8,59	5,72	1,65	0,36	8,03	6,5	1,34	2,58	1,91	1,33	0,009
базальт	57,4-58,4	50,34	13,89	8,03	5,61	1,63	0,28	7,6	6,58	1,29	2,47	1,81	0,88	0,012
базальт	59,4-60,2	50,26	14,07	8,2	3,79	1,62	0,35	7,24	7,56	2,83	2,52	1,2	0,022	0,064
базальт	74,7-75,7	48,63	14,17	6,6	6,83	1,43	0,45	7,08	8,8	2,6	2,81	1,77	0,021	0,064
базальт	75,7-76,7	47,93	14,45	6,74	6,65	1,48	0,53	8,26	8,22	2,48	2,55	1,76	0,008	0,062
базальт	76,7-77,7	48,34	14,77	6,51	6,44	1,55	0,54	8,8	7,75	2,53	2,03	1,18	0,01	0,06
базальт	77,7-78,3	48,85	14,29	7,51	5,67	1,54	0,53	8,81	7,56	2,48	2,11	1,32	0,037	0,07
базальт	78,3-79,3	48,37	14,42	8,14	5,47	1,49	0,38	8,81	7,76	2,38	2,05	1,32	0,046	0,088
базальт	79,3-80,4	51,06	13,25	7,27	5,49	1,35	0,41	9,06	7,21	2,17	2,21	0,89	0,009	0,13
базальт	80,4-81,4	48,56	13,89	7,63	6,21	1,45	0,38	8,49	8,37	2,32	2,42	1,07	0,009	0,048
базальт	82,4-83,2	47,04	15,18	7,17	6,18	1,53	0,53	9,39	7,98	2,48	2,07	1,28	0,007	0,048
базальт	83,2-83,9	48,93	14,18	7,31	5,91	1,57	0,51	9,38	7,96	2,07	1,8	1,01	0,007	0,051
Коеф. кореляції з вмістом Су (критичне значення - 0,27)	Хім. аналіз	<b>0,36</b>	-0,05	-0,05	0,17	-0,13	-0,09	0,04	-0,37	0,06	-0,15			
	нейтронно-акт. ан.	<b>0,35</b>	-0,21	-0,04	0,13	-0,22	-0,14	-0,02	-0,33	0,06	-0,07	0,004	0,810	

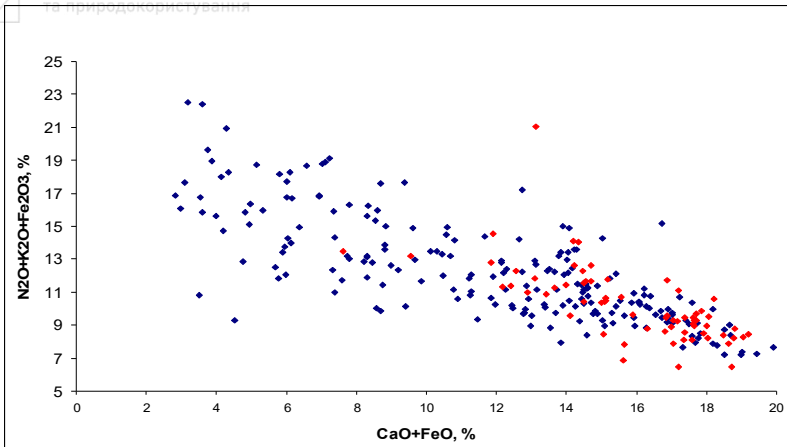


Рис. 5.6. Позиція фігуративних точок міденосних вивержених порід (червоні точки) волинської серії (Прип'ятський вал) на діаграмі розподілу критичних груп петрохімічних компонентів (за даними 279 силікатних аналізів)

Таким чином, концентрації міді властиві для тих слабо змінених вивержених трапів, які містять достатні кількості CaO та FeO або мають підвищений вміст SiO<sub>2</sub>.

**Мінералогічні фактори** [129]. Мінералогічні фактори мідного зруденіння базуються на існуванні стійких зв'язків між міддю і породоутворюючими, акцесорними і новоутвореними (вторинними) мінералами, закономірностями їх просторового поширення. При цьому важливими чинниками рудоносності є особливості як самих знахідок самородної міді (морфологія її виділень, форми кристалів, хімічний склад, морфологічні типи мідної мінералізації), так і парагенетичних з міддю мінералів-індикаторів мідного зруденіння. Мінералогічні фактори мідного зруденіння в досліджуваних трапах поділяються на регіональні і локальні.

**Регіональні мінералогічні фактори.** Загальний просторовий розподіл мідного зруденіння самородного і сульфідного типів в трапах регіону контролюється зонами гідротермальної мінералізації (карбонатна, цеолітова пренітова), зміна яких простежуються в регіональному плані від країв до



центру трапової провінції (див. пункт 4.5.1). В карбонатній зоні домінує сульфідномідна, в цеолітовій і пренітовій – самородномідна мінералізація.

**Локальні мінералогічні фактори.** На локальний розподіл самородної міді суттєвий вплив має мінералогічна зональність базальтових покривів. Фактором міденості виступає наявність у тому чи іншому базальтовому покриві повного ряду розглянутих вище мінералогічних зон (див. пункт 4.5.2), а головне – стильбіт-морденіт-халцедонової зони, у фронтальній частині якої найчастіше фіксується самородномідна мінералізація.

Наявність в породах самородної міді тих чи інших морфотипів служить критерієм ймовірності бідних чи багатих руд (див. пункт 5.2.2). Для бідних руд характерна розсіяно-вкраплена, смугасто-вкраплена та гніздово-вкраплена самородномідна мінералізація, для багатих руд – прожилково-вкраплена, жовново-самородкова і, особливо, суміщення зазначених морфотипів.

Показником багатих руд служать також наявність в породах ідіоморфних виділень самородної міді [86], особливо ромбододекаедричних і тетрагексаедричних кристалів простих і складних форм та двійників кристалів міді (111, 100, 110 і  $hk0$ ), що свідчать про значне пересичення розчинів міддю [86]. Хоча двійникові форми мідних кристалів зустрічаються порівняно рідко (1–2%), вони є дієвими в пошуках, оскільки найчастіше зустрічаються в рудних горизонтах з промисловими вмістами міді.

Важливими мінеральними індикаторами самородномідного зруденіння, крім виділень самої самородної міді, служать кварцові і морденіт-халцедонові агрегати, з якими самородна мідь має парагенетичний зв'язок і проявляє зазначені вище позитивні значимі корелятивні зв'язки з вмістами  $\text{SiO}_2$ . У кварці і халцедоні самородна мідь утворює пиловидні включення та розвинута по тріщинах і в проміжках між мінеральними індивідами, з якими має ознаки взаємної корозії. В окремих зернах і виділеннях кварцу самородна мідь законсервована зонами регенерації кварцу. Кварцові і



халцедонові прожилки та мигдалини не тільки вміщують самородну мідь (рис. 5.7, 5.8), але і контролюють поширення вкрапленої мідної мінералізації, яка часто спостерігається лише з одного боку від зазначених прожилків і мигдалин (рис. 5.9).

Встановлено, що мідь є відносно чистою, але, в залежності від середовища росту, містить різну кількість ізоморфних домішок, основні з яких залізо і срібло. Вищий вміст домішок Ag (до 0,37%) та Fe (до 3,54%) властивий міді бідних руд з розсіяно- та смугасто-вкрапленим морфотипом мінералізації, нижчий – міді порівняно багатих руд з прожилково-вкрапленим та самородковим типом мінералізації. Отже, за особливостями хімічного складу виділень самородної міді можна передбачати поширення тих чи інших типів руд.



Рис. 5.7. Виділення самородної міді в хлорит-кварцовому прожилку серед базальтів кар'єру «Іванчі»

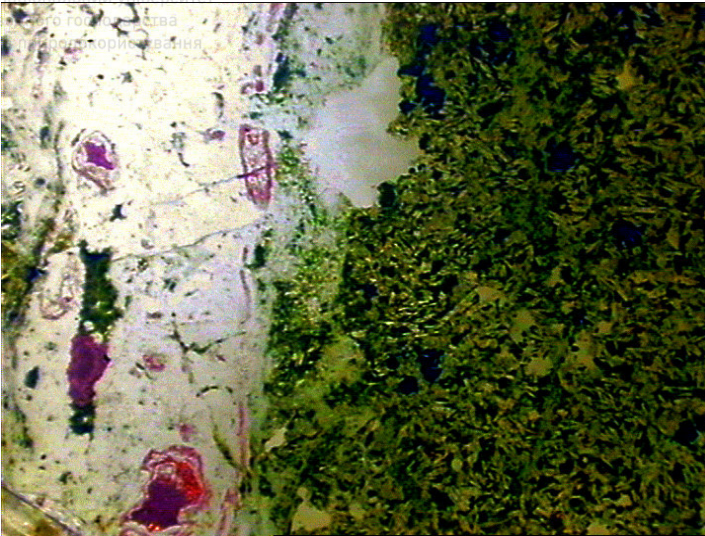


Рис. 5.8. Виділення самородної міді в халцедоновому прожилку серед базальтів (св. 5910 гл. 47м ). Збільшення – 10 разів у відбитому світлі

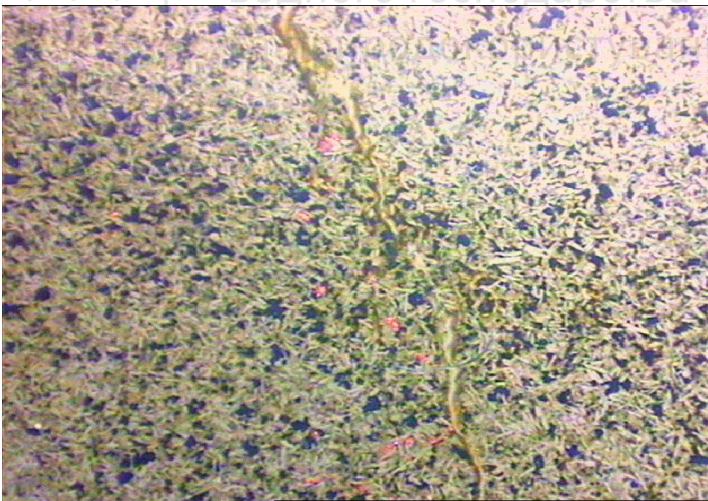


Рис. 5.9. Пржилок халцедону контролює поширення розсіяно-вкрапленої мідної мінералізації в основній масі базальту (св. 5910, гл. 52 м). Збільшення в 5 разів у відбитому світлі





**Структурно-тектонічні фактори.** Дані фактори міденості досліджуваних трапів відповідають за контроль концентрацій міді зі сторони регіональних і локальних тектонічних елементів та структур, розглянутих в розділі 3.6.

Регіональні тектонічні зони (Костопільсько-Лишнівська, Горинська, Мінсько-Вижівська та ін.) загалом контролюють поширення продуктів вулканізму, розподіл їх потужностей, гідротермальних змін, а разом з ними – мідного зруденіння, обмежуючи рудоносні поля. Горст-антикліналі (Ратнівська і Хотешівська, Теклінська, Хотиславська, можливо Оваднівська, Славатицька і Тельчинська) та окремі мульди, як ймовірні успадковані вулcano-тектонічні структури вендського часу, також контролюють мідне зруденіння (див. додаток Б). Наприклад, Турсько-Лугівське, Північно-Гірницьке і Ратнівське рудоносні поля смугою шириною 3-10 км охоплюють крила Ратнівської горст-антикліналі з тенденцією зменшення рудоносності, як в сторону ядра антикліналі, так і зворотно.

Серед локальних структурно-тектонічних факторів міденості найчіткішим є наявність в трапах ділянок тріщинуватості і катаклазу з прожилковою гідротермальною мінералізацією, в тому числі самородномідною (див. рис. 3.12, в).

В тих місцях, де прожилкова мідна мінералізація накладається на горизонти з розсіяно-вкрапленою самородною міддю (св. св. 8143, 8129, 8133, 8139, 8262, 5910 та ін.) рудні стратиформні тіла різних міденосних горизонтів бувають локалізованими одне над одним (як приклад див. рис. 5.3 св. 4541, св. 4573), утворюючи своєрідні рудні стовпи. Їх виникнення пов'язано не тільки з функціонуванням при рудогенезі зон субвертикальних розривних порушень, але може бути пояснено ще і гідротермальною мінералізацією фреативних трубок гідропрориву, розглянутих в підпункті 4.4.1.3.

**Палеовулканологічні фактори** [38; 182]. Палеовулканологічні фактори базуються на контролі міденості трапів палеовулканічними (вулcano-тектонічними) елементами і структурами. Вони належать до прогнозних факторів другого роду. Поділяються на регіональні і локальні.



**Регіональні палеовулканічні фактори.** В регіональному плані Волинському міднорудному району в трапах нижнього венду відповідає така крупна палеовулканічна одиниця, як Брестсько-Волинська СФЗ (див. рис. 5.1, додатки Б.1, Б.3, Б.5), що характеризується максимальним розвитком продуктів трапового магматизму в ефузивній, пірокластичній і гіпабісальній фаціях, різноманітністю їх речовинного складу, а також складнішою, порівняно з іншими СФЗ плікативно-блоковою та моноклінально-блоковою деформаційною структурою. Основою міденосності трапів в межах зазначеної СФЗ виступають магматичні породи верхньопріп'ятського комплексу, які є головними рудогенеруючими та рудолокалізуючими утвореннями регіону (див. підрозділ 5.1).

В межах Брестсько-Волинської СФЗ вулканізм верхньопріп'ятського часу найповніше проявлений в Центральній СФП. В ній також поширені продукти майже всіх відомих в регіоні фаз трапового магматизму. У більшості з них проявлені самородномідні мінералізація і зруденіння, в тому числі в промислово значимих кількостях, чим і визначається максимальна міденосність трапів цього палеовулканічного елементу.

**Локальні палеовулканічні фактори.** Значна кількість проявів мідного зруденіння приурочена до локальних палеовулканічних трапових споруд із збільшеною потужністю і числом базальтових покривів та часткою базальтів у їхньому складі. У Волинському міднорудному районі встановлена пряма кореляція між сумарними потужностями базальтів та сумарними потужностями інтервалів самородномідної мінералізації [182]. На цій основі в якості одного з локальних палеовулканічних критеріїв міденосності визначено ділянки трапів, в яких потужність міденосних стратонів, зазвичай, перевищує статистично середнє значення, а частка базальтів в розрізі сягає 80%. Такі ділянки інтерпретуються, як депресивні (типу лавових озер), та (або) щитовидні трапові утворення. Прикладами міденосних палеовулканічних споруд служать Костопільсько-Лишнівське палеовулканічне пасмо (див. додаток Д), в межах якого найкраще проявлені тісні позитивні зв'язки між





міденосністю, потужностями і часткою базальтів в розрізі.

Латеральне поширення міднорудних горизонтів 2А і 2Б на сьогоднішньому етапі їх вивченості обмежено Жирицькою палеовулканічною депресією. Простежується тенденція до зростання продуктивності їх обох у зв'язку із збільшенням потужності відповідних породних пачок строкатобарвних туфів і толейтових базальтів бабинської світи, а також числа прошарків зеленоколірних туфів до центру палеодепресії [182].

**5.3.2. Прямі пошукові ознаки.** Прямими пошуковими ознаками мідного зруденіння в трапах регіону служать наявність в породах виділень міді в самородній і сульфідній формі, а також середньо- і висококонтрасні геохімічні аномалії міді. Показниками зруденіння, що базуються на кількісних ознаках, служать наступні: рудні перетини з промисловими (або близькими до них) вмістами міді (в % за даними хімічних визначень) в класах  $0,1-0,5$  і  $> 0,5$ ; ділянки трапів з сумарною потужністю мідноносних інтервалів  $\geq 10$  м і міднорудних ( $Cu > 0,1\%$ ) інтервалів  $> 1,0$  м (див. додатки Б.1, Б. 5, В).

Практична спроможність розглянутих прогнозних критеріїв і ознак міденосності трапів регіону підтверджена їх використанням при пошуках міді і оцінці прогнозних ресурсів Волинського міднорудного району [182].

#### **5.4. Металогенічне районування і ресурси Волинського міднорудного району**

Металогенічне районування території поширення трапів нижнього венду виконано у відповідності з Комплексною металогенічною картою України масштабу 1:500 000 [94]. За цією картою на досліджуваній території в межах України в ієрархічному порядку виділяються наступні таксони: 1 – Волино-Причорноморська металогенічна провінція, 2 – Волино-Дністровська субпровінція, 3 – Прип'ятсько-Дністровська і Львівсько-Тернопільська структурно-металогенічні зони (СМЗ) (рис. 5.10, додаток В).



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

Прип'ятсько-Дністровська СМЗ в структурі ВПП відповідає території поширення на домезозойській поверхні вендської системи. Металогенічне районування в межах цієї СМЗ за результатами пошукових робіт на мідь [182] і даного монографічного дослідження було уточнено і деталізовано [126]. В ній виділяються металогенічні зони: Луківсько-Ратнівська і Волино-Подільська, розмежовані Горинською тектонічною зоною (Луцький розлом), яка розділяє трапові трозрізи з різним ступенем прояву ефузивних і гіпабісальних продуктів магматизму і міденосністю. Ці металогенічні зони відповідають розглянутим вище Брестсько-Волинській і Волино-Подільській СФЗ трапової формації.



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування





2 – межа металогенічних зон: Лукувсько-Ратнівської – I, Волино-Подільської – II, Волино-Поліської – III, Подільської – IV, вік і символи провідних і супутніх видів корисних копалин; 3 – межі металогенічних районів: Волинського – 1, Кухотсько-Вольського – 2, Маневицького – 3; 4 – межі рудоносних полів: Північно-Гірницького – 1, Катущького – 2, Турсько-Лугівського – 3 (Жирицький рудопрояв – 3.1, рудопрояв Заліси-Шменьки – 3.2), Ратнівського – 4, Броницького – 5, Видертського – 6, Любешівського – 7, Лишнівського – 8, Чудлянського – 9, Комарівського – 10 (Південнорафалівський рудопрояв – 10.1), Тельчинського – 11, Теклінського – 12, Оваднівського – 13; 5–6 – категорії оцінених ресурсів міді: 5 – прогнозних; 6 – перспективних; 7 – категорія промислових запасів міді; 8 – ступені перспективності площ (позначки зліва від риски): В – висока, С – середня; 9 – ступені надійності визначення перспективності (позначки справа від риски): В – надійна, С – середньої надійності, М – малої надійності; 10 – середня глибина вивчення прогнозованого об'єкту (в м); 11–14 – рекомендовані види пошукових і розвідувальних робіт: 11 – пошукові роботи I черги; 12 – пошукові роботи II черги; 13 – розвідувальні роботи; 14 – пошуково-оцінювальні роботи; 15 – міжблокові регіональні тектонічні зони; 16 – межі структурно фаціальних підзон Брестсько-Волинської СФЗ; 17 – головні розривні порушення: а) достовірні; б) ймовірні; 18 – другорядні розривні порушення: а) достовірні; б) ймовірні; 19 – межа поширення верхньовендських відкладів в покрівлі трапової формації; 20 – сили габро-долеритів; 21 – ізогіпси поверхні трапової формації

В межах Лукувсько-Ратнівської металогенічної зони за комплексом розглянутих вище прогнозних критеріїв і пошукових ознак виділяються Волинський, Кухотсько-Вольський і Маневицький металогенічні райони, які відповідають структурно-фаціальним підзонам Брестсько-Волинської СФЗ: Волинський – Центральній СФП, а Маневицький і Кухотсько-Вольський – Східній СФП, що відрізняються, головним чином, повнотою і міденосністю трапових розрізів (рис. 5.11). Дані металогенічні райони загалом тяжіють до Північноукраїнської мегазони активізації [6; 29].

Такого таксономічного елемента, як «міднорудний район» на сьогодні не передбачено чинною в Україні схемою металогенічного районування [94]. У зв'язку з цим слід зазначити, що такий широковживаний термін як «Волинський



міднорудний район» доцільно зберегти, підрозуміваючи під ним територію максимального прояву ефузивного вулканізму волинського часу, що відповідає Брестсько-Волинській СФЗ і поширенню найпродуктивнішого на мідь верхньоприп'ятського трапового комплексу (див. рис. 5.1).

**5.4.1. Волинський металогенічний район.** Волинський металогенічний район в сучасному геолого-структурному плані відповідає Волинському палеозойському підняття, що пов'язане з Центральнобілоруською шовною зоною в кристалічному фундаменті. Для нього характерна найбільша повнота розрізів трапової формації і напружена плікативно – блокова деформаційна структура. Основними міденосними горизонтами у Волинському металогенічному районі є 1А, 2А, 2Б, 3А і 3Б.

В межах району за комплексом стратиграфічних, структурних, палеовулканічних, літолого-петрографічних і мінералогічних критеріїв, та прямих пошукових ознак виділяється 6 рудоносних полів (Отчинське, Турсько-Лугівське, Північногірницьке, Ратнівське, Катушське, Броницьке). В межах Турсько-Лугівського рудоносного поля розміщені рудопрояви Жиричі і Заліси-Шменьки, які можна вважати потенційними родовищами. Для них пораховані перспективні ресурси за категоріями  $P_1$  і  $P_2$  [182].

**5.4.2. Маневицький металогенічний район.** Даний металогенічний район в тектонічному плані розміщується у північній частині ВПП (монокліналі), де фундаментом служать кристалічні комплекси ОМВПП нововолинід. В розрізах трапів тут відсутні ряд стратонів і відповідних міденосних горизонтів, характерних для Волинського району, а основними міденосними являються горизонти 3А і 3Б. В Маневицькому металогенічному районі виділено 4 рудоносних поля (Тельчинське, Комарівське, Лишнівське і Чудлянське). В межах Комарівського рудоносного поля найдетальніше досліджено Південно-Рафалівський рудопрояр, який претендує на ранг родовища (пораховані перспективні ресурси і запаси міді за категоріями  $P_1$  та  $C_2$ ) [182].

Особливостями району являється наявність мідного, самородномідного і сульфідного зруденіння в теригенних породах бродівської світи і самородків у лавобрекчіях в підшві



лучичівської світи, підвищений вміст золота в самородній міді, наявність високих вмістів золота (до 9,56 г/т), які приурочені (по вертикалі) до міденосних горизонтів в базальтових покривах, але по латералі в більшості випадків не співпадають з мідним зруденінням. До особливостей району слід віднести також наявність сульфідномідного і благороднометального (срібло, золото) зруденіння в перекриваючих трапи теригенних (вулканоміктових) відкладах могилив-подільської серії верхнього венду.

#### **5.4.3. Кухітсько-Вольський металогенічний район.**

Зазначений металогенічний район розміщений в перехідній зоні між Волинським палеозойським підняттям і Волино-Подільською монокліналою та відповідними їм структурами у кристалічному фундаменті. Він вивчений найменше. Міденосність цього району пов'язана з горизонтами 3А, в меншій мірі – з 3Б. За комплексом прогнозних факторів, в меншій мірі за прямими пошуковими ознаками, в його межах виділені два рудоносних поля – Видертське і Любешівське, для яких оцінені перспективні ресурси міді за категорією P<sub>3</sub>.

#### **5.4.4. Перспективні ресурси міді в рудоносних полях Волинського міднорудного району.**

Для оцінки перспектив мідного зруденіння по рудопроявах Жиричії Південно-Рафалівський задіяний метод прямого підрахунку. Руджопрояр Жиричі взято за еталон для рудоносних полів Волинського металогенічного району, а рудопрояв Південно-Рафалівський – для рудоносних полів Кухотсько-Вольського і Маневицького металогенічних районів.

При оцінці перспективних і прогнозних ресурсів міді по рудоносних полях використані прогнозні фактори (стратиграфічні, петролого-літологічні, мінералогічні, тектонічні, палеовулканічні) локалізації міді, за якими розраховано коефіцієнт подібності еталону.

Виходячи із кількості фактично вивчених на міденосність свідловинних перерізів використовувався також коефіцієнт надійності (достовірності) прогнозу.

Науковою радою з прогнозування (протокол № 90 від 23.09.2009р.) прийняті ресурси міді за категорією P<sub>3</sub> по рудоносних полях склали (тис. т): Північно-Гірницьке –1315,9; Ратнівське –



662,0; Катущське – 899,8; Броницьке – 639,6; Теклинське – 465,2; Оваднівське – 251,1; Комарівське (поза межами Південно-Рафалівського рудопрояву) – 2202,0; Лишнівське – 962,4; Теклинське – 1713,8; Чудлинське – 460,0 (мінералогічний потенціал); Видертинське – 1598,6; Любешівське – 2799,4. Всього у родоносних полях (поза межами рудопроявів) ресурси міді складають 13969,8 тис. т.

## 5.5. Порівняльна характеристика Волинського та Мічіганського міднорудних районів

Зіставлення порівнянь Волинського та Мічіганського міднорудних районів [138] за тектонічною позицією, формаційним складом, деформаційною структурою, епігенетичними змінами порід та міденосністю виконано з метою обґрунтування загальних перспектив досліджуваних трапів щодо відкриття крупних і суперкрупних родовищ самородної міді, подібних до тих, що відомі в штаті Мічіган (США).

**5.5.1. Геологічна позиція районів.** Волинський міднорудний район (див. рис. 5.1) знаходиться в краєвій південно-західній частині СЄП в межах широкого пізньодокембрійського перикратонного ВППр в системі ВОА, що був відкритий на південний захід, в сторону Торнквіського палеокеану (Галицької геосинкліналі). На площі понад 140 тис. км<sup>2</sup> тут поширені трапові комплекси нижнього венду, відомі в літературі як волинська серія, складеною потужністю до 800 м. Під трапами, в межах прогину, знаходяться рифейські олігоміктові та аркозові відклади поліської серії, а на трапах, з розмивом, залягають верхньовендські вулканоміктові відклади могилів-подільської серії потужністю 17–170 м.

Мічіганський міднорудний район (рис. 5.12) належить до сегменту Ківіно Пенінстал лінійного Серединноконтинентального рифту в центрі Північноамериканської плити [214; 261]. Міденосною тут є, в основному, верхньомезопротерозойська вулканогенна формація Портедж Лейк Вулканік (ПЛВ). Вона має складену потужність в



континентальній частині до 5 км, а під оз. Верхне – можливо сягає 18 км.

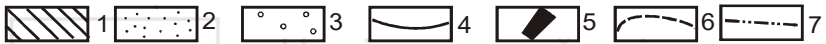
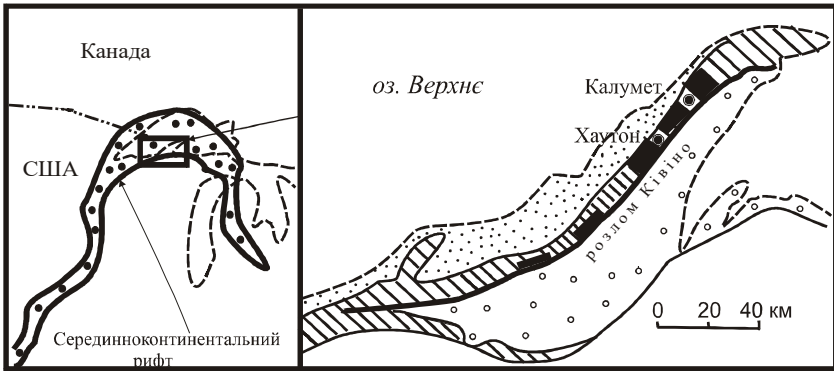


Рис. 5.12. Схематична геологічна карта Мічиганського міднорудного району та його позиція (врізка) в Середньоконтинентальній рифтовій системі за [261]:

- 1–3 – мезопротерозойські утворення: 1 – формація Портедж Лейк Вулканік; 2 – кластогенні відклади, що вповнюють рифт; 3 – кластогенні відклади, що перекривають рифт; 4 – межі формацій; 5 – території мідних родовищ; 6 – контури озер; 7 – кордон між Канадою та США

**5.5.2 Формаційний склад районів.** В розрізі волинської серії, поряд з ефузивами основного складу, значну роль відіграють осадові та пірокластичні породи, які займають до 50% її стратиграфічного об'єму. Ефузиви волинської серії представлені в нижній частині розрізу магнезіальними аполівіновими базальтами (до 8 покривів), в середній – нормальними толеїтами (до 6 покривів), у верхній – титанистими толеїтами (до 7 покривів). Тільки в Підлясько-Брестській западині серед трапів відомі локальні тіла дацитів і туфів кислого складу.

В розрізі формації ПЛВ різко переважають ефузиви основного складу, які утворюють до 200 лавових покривів. Внутрішньоформаційні червоноколірні конгломерати і





пісковики серед них в цілому складають менше 5% обсягу формації, а пірокластика практично не відзначається [214; 261; 295].

Формація ПЛВ на всю свою колосальну потужність представлена в основному олівіновими толеїтами: високомагнезійними, залізистими, нормальної лужності, високоглиноземистими. Серед них в незначній кількості зустрічаються андезито-базальти, андезити, дацити і ріоліти, які чергуються з базальтами. Потужність покривів змінюється від 1 м до 450 м, частіше до 20 м.

Лави в обох районах належать до тріщинного типу. Їхній вилів в окисному субаеральному навколишньому середовищі, ймовірно, супроводжувався дегазацією летучих, особливо SO<sub>2</sub>, тому серед вивержених комплексів обох районів дуже рідко зустрічаються сульфіди.

Під траповою формацією Волині в межах поля розвитку її ефузивних та пірокластичних фацій серед рифейських відкладів поліської серії залягають численні сили габро та габродолеритів, які більшістю дослідників відносяться до субвулканічної фації ранньовендських трапів. В формації ПЛВ дайки основного і середнього складу проривають вулканічну товщу, але в цілому дуже рідкі. Більш пізні прояви інтрузивного магматизму по відношенню до ефузивів в обох регіонах могли послужити джерелом тепла для палеогідротермальних систем, які були агентами переносу міді.

**5.5.3. Деформаційна структура районів.** В сучасній структурі Волинського міднорудного району нижньовендські трапові комплекси порушені численними герцинськими розломами на блоки, в межах яких мають переважно субгоризонтальне залягання, або моноклінально нахилені під кутами до 5–10°, іноді до 30°. В межах Волинського палеозойського підняття вони, крім того, деформовані в пологі брахіскладки: плоскодонні мульди, валоподібні і куполоподібні підняття різних розмірів, накладені на регіональну монокліналь. Частина розломів має довендське закладення і контролює розподіл проявів трапового вулканізму та мідної мінералізації. Амплітуди переміщень по розломах складають десятки і сотні метрів, а по Володимир-Волинському розлому – понад 1 км,



Любомльському – до 1250 м. Дані герцинські розломи післярудні. Однак, в трапах повсюдно зустрічаються зони тріщинуватості та катаклазу, які утворились, а потім зазнали гідротермальної мінералізації, в тому числі самородномідної, ще до пізнього венду.

В Мічіганському міднорудному районі формації ПЛВ та КХК загалом нахилені на північний захід у напрямку до центра рифту (оз. Верхне), з кутами падіння, що збільшуються біля розлому Ківіно, який є крупноамплітудним насувом конкордантним нашаруванню. Нашарування формації на більшій частині площі мають кути падіння до 50°, крім прирозломних частин, де падіння змінюється від крутого до вертикального, як результат волочіння їх по розлому. Брахісинкліналі й антикліналі з довжиною близько 10 км накладені на регіональну монокліналь. У рудах, виявлених поблизу розлому, більшість субпаралельних нашарувань тріщин включають самородну мідь. Крутопадаючі розломи північно-західного напрямку тяжіють до склепінь антиклінальних структур. З ними також пов'язана мідна мінералізація. Зміщення по цих розломах сягають 100 м. Вік розривних порушень вважається пізньопротерозойським.

#### **5.5.4. Гідротермально-метасоматичні зміни порід.**

Гідротермально-метасоматичні зміни трапів Волині відповідають цеолітовій і преніт-пумпелітовій фаціям метаморфізму. Асоціації гідротермальних мінералів тут мають зональний розподіл. Виділяються карбонатна, цеолітова і пренітова концентричні зони, послідовна зміна яких простежується від країв до центру трапової провінції, а в розрізі – згори донизу. Ці зони в певній мірі контролюють розподіл самородного і сульфідного типів мідної мінералізації в трапах регіону. Самородномідна мінералізація поширена в цеолітовій та пренітовій зонах, а сульфіди – міді в карбонатній зоні. Найширше розповсюджена розсіяно-вкраплена самородна мідь локалізується в основному у фронтальній – морденіт-халцедоновій частині колонки гідротермально-метасоматичних змін.

В Мічіганському міднорудному районі також має місце зональний розподіл вторинних гідротермально-метаморфічних



мінералів цеолітової, преніт-пумпелітової і епідотової фації, що міняються по вертикалі і латералі. Цеолітові мінерали розвинуті по всьому розрізі. Поява епідоту і кварцу відзначається лише з глибини 750 м, а преніту – значно глибше. Більшість родовищ самородної міді знаходиться в полі епідотової фації, біля межі появи кварцу.

**5.5.5. Міденосність формацій.** Самородномідна мінералізація в трапах Волинського міднорудного району має регіональний характер і встановлена в більшості свердловин, які розкрили трапи. При значних концентраціях міді виділяється кілька (загалом до дванадцяти) стратиформних рудних горизонтів, приурочених до окремих базальтових покривів, або пачок туфів чи вулканоміктових теригенних відкладів волинської серії. Мідні руди належать до кількох морфотипів різної перспективності. Найпоширеніші розсіяно-вкраплені і смугасто-вкраплені, прожилково-вкраплені морфотипи зруденіння репрезентують переважно бідні руди. Концентрації міді в них рідко перевищують 0,3%. Руди з гніздами і жовновими самородками міді є багатими, але мають вкрай нерівномірний розподіл корисного компоненту. Вмісти міді в них змінюються від фонових (0,04%) до 5%. Самородна мідь локалізується переважно в флюїдально-смугастих, слабо змінених фанеритових базальтах пегматитової фації в центральній і нижній частинах потужних базальтових покривів (до 90%) та у вулканокластичних породах (10%). Вулканокластичні брекчії, що складають шлейфи базальтових покривів і мають регіональне поширення, міденосними є тільки в Південнорафалівському рудопрояві [151]. Ними репрезентовані найбагатші мідні руди Волині.

У формації ПЛВ самородномідна мінералізація, також, має регіональне поширення і утворює в основному стратиформні крупні поклади, які знаходяться в основному серед брекчійованих та мигдалекам'яних базальтів у верхніх частинах потоків лав (58,5% металу), та у внутрішньоформаційних конгломератах (39,5%), які, вірогідно, відігравали роль колекторів для міденосних гідротермальних розчинів. Місцями мідь концентрується і січних жильних



системах (близько 2%). переважно в пегматитовій фації потужних покривів.

Чотири найбільших стратиформних родовища у Мічіганському районі дали 85% металу (5 млн т) із середнім вмістом міді 2%. Вони зосереджені в зоні протяжністю біля 45 км.

Мідь мічіганських родовищ поширена в у вигляді тонких вкраплень в цементі конгломератів та лавобрекчій, утворює прожилки, самородки, виповнює мигдалини. Загалом, потужність рудних тіл становить 3–5 м. Багато рудних тіл мають виняткову довжину по простяганню від 1,5 до 11 км і по падінню – від 1,5 до 2,6 км.

Мідне зруденіння у Мічіганському районі має вік 1060-1050 млн р. і приблизно на 30 млн р. молодше вулканітів, що виповнюють рифт. Зруденіння в основному синхронне скиду по розлому Ківіно.

З огляду на сказане, виявлення родовищ самородної міді слід очікувати на тих ділянках Волинського міднорудного району, які за геологічними особливостями найбільш подібні до Мічіганського. Такими ділянками є, на наш погляд, Верхньоприп'ятська, Оваднівська, де потужність волинської серії значно зростає за рахунок заболотівської світи, складеної апоолівіновими базальтами, гідротермальні зміни та метаморфізм порід сягають преніт-пумпелітової фації, а деформаційна структура є найбільш напруженою. Перспективними на мідь тут можуть бути також зони мінералізованих міжблокових розривних порушень докембрійського віку.



## **Розділ 6. ЕВОЛЮЦІЙНА МОДЕЛЬ РАНЬОВЕНД-СЬКОГО ТРАПОВОГО МАГМАТИЗМУ І МІДЕУТВОРЕННЯ У ПІВДЕННО- ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ СЄП**

### **6.1. Основні положення плюм-тектонічної гіпотези трапоутворення**

Загальноновизнано, що траповий магматизм на древніх платформах пов'язаний з деструкцією континентальної кори. В неопротерозої така деструкція була обумовлена появою в глибоких оболонках Землі астеносферного шару, що спричинило зміну тектонічного режиму і перехід кори в своєму розвитку до стану глобального розширення. Значну роль в цьому процесі відігравали мантийні плюми і породжені внаслідок їх функціонування прояви трапового магматизму.

Нижньовендські трапові комплекси пд.-зх. частини СЄП розглядаються як складові крупної древньої провінції континентальних платобазальтів. Плюмова природа магматизму цієї провінції не викликає сумніву у більшості дослідників даних трапів [104; 162; 228; 262 і ін.]. Експериментальними дослідженнями в області мантийної петрології [246; 294 і ін.] доказано, що виплавка великого об'єму базальтової магми неможлива лише завдяки плавленню континентальної літосферної мантиї. Магматизм подібного масштабу може бути продуктивним при значному прогріві гідратованої літосферної мантиї мантийним плюмом, що піднімався. Це положення стосовно досліджуваних трапів підтверджено результатами геохімічних досліджень [104; 162].

Ряд дослідників [189; 260 і ін.] визнає, що мантийні плюми можуть зароджуватися на різних рівнях або межах усередині Землі. Існує принаймні три різновиди плюмів: первинні («моргановські»), такі, що йдуть від низів мантиї; проміжні, такі, що народжуються в підшві перехідної зони (600 км), і верхньомантийні, можливо астеносферні, що виникають у



верхах мантії, як реакція на рухи літосферних плит («андерсоновські»).

Траповому магматизму передують здимання земної кори до 500–1000 м над центральною частиною плюму. Коли голова плюму впирається в літосферу, вона приплюскується і набуває діаметру 2000–2500 км. У продуктах дії плюму, особливо поблизу його центру, присутні високотемпературні пікрити; до флангів плюму температура знижується (рис. 6.1).

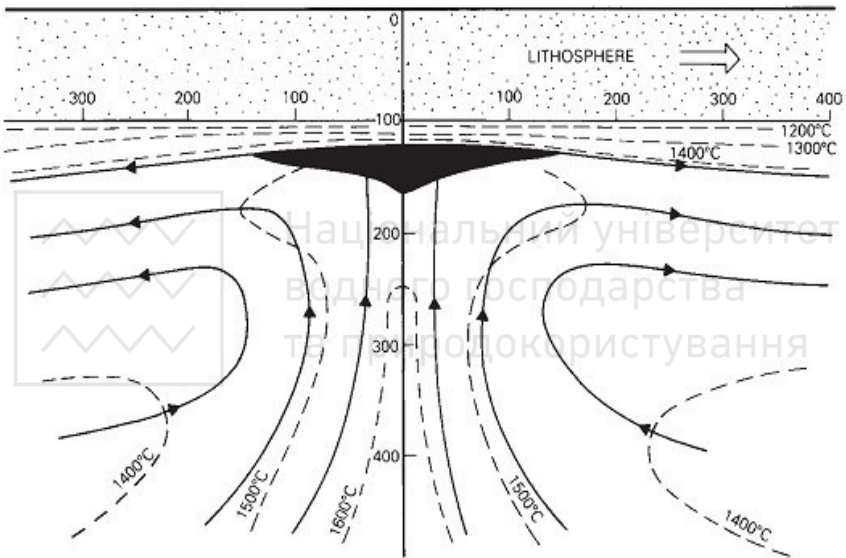


Рис. 6.1. Структура термального плюму, що проявлена в основі жорсткої океанічної літосферної плити потужністю 100 км. Зона часткового переплавлення – темно чорна. Пунктирні лінії – ізотерми.

Суцільні лінії із стрілками показують мантіїні потоки.

За Parmentier et al. [275]

Подальше розтікання плюму під літосферою призводить до поширення на її поверхні проявів трапового магматизму, а у випадку з астеносферним плюмом – і до її розколу та виникнення рифтових систем, що можуть розвиватись в океани з магматизмом серединно-океанічних хребтів і гарячих точок. Тобто, перикратонний траповий магматизм в такому перебігу



подій виступає лиш як епізод в ланцюгу плюм-літосферної взаємодії і може бути пов'язаним, як показано в підрозділі 1.1, з розпадом континентів на літосферні плити.

Не є виключенням в цьому відношенні і неопротерозойські перикратонні трапи, зокрема досліджувана трапова формація, розташована на південно-західній окраїні СЄП – фрагменті неопротерозойського материка Родинія. Більшість дослідників [104; 162; 228; 262 і ін.] вважає, що вона виникла у венді на пізній стадії розколу праматерика Родинія і розкриття палеоокеану Япетус вздовж сутури Тейссейре-Торнквіста – рифту, що був закладений між Балтикою (СЄП) і Амазонією (рис. 6.2) у зв'язку з функціонуванням мантійного плюму.

Доказовою базою процесу розколу неопротерозойського суперконтиненту Родинії служать палеомагнітні дані, особливості неопротерозойського перикратонного трапового магматизму, що супроводжував рифтогенез, режим занурення пасивних континентальних окраїн, суміщення подібних басейнів осадконакопичення на різних континентах, „наскрізні” тектонічні структури, тощо.

На теперішній час відомо декілька палеогеографічних реконструкцій згаданого неопротерозойського материка. Згідно з реконструкціями [162; 228; 292] СЄП поєднувалась з Амазонією через зону Т-Т (отже, аналоги волинських базальтів слід шукати в районі сучасного Гвіанського щита), а Балтоскандинавська окраїна платформи – зі Східною Гренландією. Точка потрійного сполучення була розміщена десь поблизу Шотландії та плато Рокол (Rockall). Прото-Аппалачська окраїна Лаурентії розташовувалась напроти Амазонії та плато Ріо-де-Плата. Були запропоновані також інші моделі [223; 287], що розрізняються положенням Балтики (Східноєвропейської платформи) по відношенню до інших головних складових Родинії. Однак, найбільш обґрунтованою залишається модель Торнквіста та ін. [292].



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



Рис. 6.2. Розташування Балтики (СЄП) у вендський час по відношенню до інших праоконтинентів, що входили до складу Родинії. Показано положення трапів Волині по відношенню до зони Тейссера-Торнквіста, за якою відбулася розкол праматерика. Внизу схематично показано історію руйнування Родинії у венді.

За В. Bingen [233], Л.В. Шумлянським [228]

Досить детально історію розколу Родинії та відокремлення Балтики викладено в роботі [223], яка базується головним чином на даних про магматизм в межах Родинії, що





передував та супроводжував її розкол. Дайковий пояс Егерзунд (Egersund) у південно-західній Норвегії, що вкорінювався  $616 \pm 3$  млн років тому та простягається паралельно до зони Торнквіста, є одновіковим з дайковим поясом Лонг Рендж (Long Range) півострову Лабрадор ( $615 \pm 2$  млн р.), паралельним прото-Аппалачської окраїни Лаурентії. Наявні геохімічні дані вказують на подібність складу дайкових поясів, що дозволяє припустити належність обох поясів до єдиної магматичної події, пов'язаної з континентальним рифтоутворенням.

Волинські трапи, що займають найвищу стратиграфічну позицію (біловезько-подільський комплекс) віком  $549 \pm 29$  млн р. [23],  $551 \pm 4$  млн р. [235];  $545 \pm 3$  млн р. (Носова та ін. 2005),  $552 \pm 59$  млн р. [226] є одновіковими до декількох проявів вулканізму, розташованих вздовж прото-Аппалачської окраїни Лаурентії: формації Тібіт Хіл (Tibbit Hill) –  $554 +4/-2$  млн років, вулканітів Скінне Ков (Skinner Cove) –  $550 +3/-2$  млн років, та формації Катоктін (Catocin) –  $564 \pm 9$  млн років (див. рис. 6.2).

Отже, магматична активність, що безпосередньо відноситься до розкриття Океану Япетус (Iapetus), варіює за віком від 620 до 550 млн років, охоплюючи часовий проміжок у 70 млн років.

Згідно з [233], розкриття Япетуса може розглядатись, як стадійний процес, при якому відбувалося розкриття не одного, а двох океанічних басейнів. Вздовж Балтоскандинавської окраїни океанічний басейн розкривався приблизно 610 млн років тому, в той час, як вздовж зони Т-Т на досліджуваній південно-західній околиці ССП та прото-Аппалачській окраїни Лаурентії, судячи з датувань перикратонних трапів, цей процес завершився близько 550 млн років тому [228].

## **6.2. Петрологічні аспекти нижньовендського трапового магматизму**

Розвиток ідей глибинної геодинаміки, у рамках якої робляться спроби пояснити перенесення тепла і речовини в оболонках Землі, починаючи від межі ядро-мантія, і більш прикладні аспекти плюмової тектоніки поставили дослідників



перед необхідністю знову звернути пильну увагу на процеси внутріплитного магматизму. Найсприятливішими в цьому відношенні об'єктами є трапові формації з їх природною стратифікацією лавових товщ, значною поширеністю і потужністю. Їх вивчення дає можливість розшифрувати спрямованість речовинної еволюції магм, що вилилися, і оцінити внесок у їх накопичення різних ендегенних джерел речовини і, відповідно, характер взаємодій у системі плюм-літосфера.

Особливо актуальним вирішення зазначених питань виглядає у ретроспективі неопротерозою, на прикладі нижньовендських трапових утворень пд.-зх. частини СЄП.

Дослідження цих трапів, виконані в рамках даної дисертаційної роботи, дали підстави переглянути домінуючу точку зору про їхню однорідність та слабку диференціацію. Для ефузивів нижньої, середньої та верхньої частин вулканогенного розрізу волинської серії встановлено індивідуальні петрографічні і петрохімічні особливості [126; 132; 135; 136], зумовлені різним рівнем фракціювання та контамінації магм: від пікритових та олівінових базальтів (західнобузький комплекс) до дацитів (брестський комплекс).

З метою розробки еволюційної моделі ранньовендського трапового магматизму в досліджуваному регіоні, подальшою задачею постає необхідність співставлення досліджуваних базальтових і небазальтових вулканітів з типовими продуктами мантийного і корового магматизму сучасних геодинамічних обстановок на основі петрохімічних, геохімічних та ізотопно-геохімічних даних.

За геодинамічною позицією: базальти серединно-океанічних хребтів (COX або MORB); (OO, або OIB), що формуються у внутрішньоплитних обстановках; базальти внутрішньоплитних континентальних обстановок (CFB, або KO), базальти острівних дуг; базальти активних континентальних околиць і ін. [260].

За вмістом більшості головних породоутворюючих і деяких розсіяних хімічних елементів (табл. 6.1) досліджувані трапи схожі з базальтами океанічних островів і плато. В той же



час, трапи пд.-зх частини СЄП є окраїноkontинентальними за тектонічною позицією.

Базальти наших нижньовендських трапів поділяються на дві групи: високотитанисті ( $\text{TiO}_2 > 1,75\%$ ) у верхній частині трапового розрізу (біловезько-подільський комплекс) та низькотитанисті ( $\text{TiO}_2$  не перевищує 1,66%) в середній і нижній його частині (верхньопріп'ятський і західнобузький комплекси). Високотитанистим базальтам властиві: наявність нормативного (іноді модального) кварцу, підвищені вмісти Fe, Zr, переважної більшості рідкоземельних елементів (див. табл. 6.1, рис. 6.3) та понижені вмісти Cr, Ni, Co. Низькотитанисті базальти за хімічним складом є типовими толеїтами та олівіновими базальтами нормальної лужності.

Наявність зазначених петрохімічних груп базальтів є характерною рисою багатьох інших окраїноkontинентальних трапових провінцій, зокрема мезозойських (Парана, Етендека, Декан, Кару, Ферар, Тасманія) [260; 266; 272; 276]. Це свідчить про певну типовість режиму різновікового трапового магматизму, і можливу схожість його еволюції.

На прикладі трапів Пріп'ятського валу в межах виділених породних груп знизу догори по розрізу загалом спостерігаються наступні закономірності еволюції хімічного складу базальтів. Вміст  $\text{TiO}_2$  поступово зростає із збільшенням вмісту  $\text{SiO}_2$  за різними трендами, між якими спостерігається розрив (табл. 6.2, рис. 6.4). Низькотитанистим базальтам властивий вміст нормативного олівіну, який відсутній у високотитанистих базальтах. В останніх натомість виділяється нормативний кварц (табл. 6.3), вміст якого зростає доверху трапового розрізу.



Таблиця 6.1

Середній хімічний склад продуктів нижньовендського  
трапового магматизму південно-західної частині СЄП

Трапові комплекси	Породи	Петрогенні компоненти, ваг%											n					
		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>						
біловезько-подільський	титанисті габро-долерити	45,61	3,46	15,14	6,74	7,2	0,2	6,39	7,23	2,39	1,27	0,59	124					
	титанисті базальти	48,52	2,43	13,9	6,98	7,68	0,22	5,47	7,65	2,73	0,86	0,23	152					
брестський	дацити	70,28	0,85	13,66	4,66	-	0,04	2,19	1,59	1,98	4,79	0,11	62					
верхньо-прип'ятський	линоземні габро-долерити	49,7	1,06	18,44	2,57	9,58	0,17	5,42	7,43	3,36	1,47	0,46	12					
	толейтові базальти	48,48	1,61	14,35	6,31	7,07	0,27	6,77	8,95	2,82	0,73	0,21	173					
західно-бузький	верлітові габро	41,99	0,75	7,09	7,61	6,08	0,19	22,09	5,07	0,66	0,15	0,08	6					
	олівінові базальти	46,63	1,48	14,31	6,43	4,92	0,24	10,46	7,17	2,83	0,81	0,16	47					
	пікрити	38,66	1,96	17,72	4,04	4,06	0,21	17,67	2,63	2,35	1,21	0,05	3					
Мікроелементи (г/т)																		
		Ba	Nb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Pb	Sn	Mo	Cu	Zn	Zr	Y	Sr	Sc	
біловезько-подільський	базальти	258	14	15	55	35	15	268	4,9	2	0,6	96	121	196	18	110	18,3	1234
брестський	дацити	720	25	16	8	10	5	34	15	3	4	41	30	356	47	64	11	9
верхньо-прип'ятський	базальти	265	14	17	129	58	28	289	4,1	1,7	0,5	102	125	179	18	101	18,3	1286
західно-бузький	базальти	224	14	12	150	57	21	212	4,4	1,4	0,4	38	80	151	16	108	20,1	218
Рідкоземельні елементи (г/т)																		
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu				
біловезько-подільський	базальти	24,7	46,7	6,7	29,2	7,0	2,2	7,0	1,1	6,8	1,3	3,6	3,1	0,5	13			
	габро-долерити	25,5	56,5	7,5	32,7	7,3	3,0	7,2	1,0	6,1	1,1	3,0	2,5	0,4	1			
брестський	дацити	54,4	113	13,2	48,9	9,3	1,8	9,0	1,3	8,5	1,8	4,9	4,6	0,7	9			
верхньо-прип'ятський	базальти	19,6	37,8	4,97	21,9	4,8	1,0	5,2	0,8	4,9	1,0	2,7	2,5	0,4	26			
західно-бузький	базальти	17,8	36,2	4,63	20,1	4,4	1,5	4,3	1,5	4,1	1,0	2,2	2,0	0,3	3			

Зазначені зміни у хімічному складі базальтів виділених груп в першому приближенні пояснюються диференціацією магми. Про ймовірність магматичної диференціації в глибинних умовах свідчить наявність серед низькотитанистих фанеритових базальтів верхньо-прип'ятського комплексу глибинних гломерофірових включень (кластерів) плагіоклазу An<sub>87-80</sub> та



авгіту  $\text{En}_{44}\text{Fs}_{17}\text{Wo}_{38}$ , а серед високотитанистих фанеритових базальтів біловезько-подільського комплексу – включень плагіоклазу ( $\text{An}_{79}$ ) та авгіту  $\text{Wo}_{45}\text{En}_{37}\text{Fs}_{18}$ ), які за складом відповідають габро і належать до мінеральних парагенезисів ранньої генерації (див. пункти 4.2.2, 4.4.2). Ще одним свідченням диференціації є зональний склад фенокристалів плагіоклазу і піроксену в обох групах базальтів.

Таблиця 6.2

Середній хімічний склад масивних базальтів волинської серії в стратотиповій місцевості лучичівської та забродівської світ (верхів'я р. Прип'ять)

Індекси стратонів, (базальтових покривів)	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>	Кількість аналізів
<i>ht</i>	45,85	3,48	15,6	6,4	7,14	0,21	6,53	6,2	1,62	1,08	0,77	29
<i>jk</i> (b <sub>7</sub> )	48,93	2,83	14,0	7,4	6,35	0,23	5,88	9,20	2,59	0,69	0,33	1
<i>jk</i> (b <sub>6</sub> )	48,56	2,73	14,1	6,9	6,7	0,28	7,12	8,06	2,55	0,71	0,34	3
<i>jk</i> (b <sub>5</sub> )	47,39	3,44	13,5	9,2	5,22	0,22	5,96	9,04	2,78	1,16	0,11	5
<i>jk</i> (b <sub>4</sub> )	51,06	1,75	13,9	6,9	5,94	0,18	6,68	7,7	2,59	0,59	0,2	4
<i>jk</i> (b <sub>3</sub> )	50,47	1,96	13,2	7,3	6,85	0,26	6,12	7,76	2,64	0,89	0,25	11
<i>jk</i> (b <sub>2</sub> )	49,57	2,05	13,7	6,6	7,79	0,28	6,22	7,31	2,67	0,83	0,26	22
<i>jk</i> (b <sub>1</sub> )	49,56	2,21	13,4	8,7	7,85	0,29	5,45	7,87	2,94	0,73	0,28	24
<i>jk</i> (b <sub>1</sub> - b <sub>7</sub> )	49,41	2,15	13,7	7,36	7,02	0,25	6,17	7,43	2,71	0,93	0,28	70
<i>lċ</i> (b <sub>2</sub> )	48,59	1,66	14,3	7,3	7,11	0,23	6,59	9,53	2,65	0,62	0,23	24
<i>lċ</i> (b <sub>1</sub> )	47,6	1,61	14,4	7,8	6,95	0,26	6,8	10,2	2,52	0,53	0,24	44
<i>lċ</i> (b <sub>1</sub> -b <sub>2</sub> )	47,93	1,65	14,1	6,95	6,98	0,26	6,71	9,86	2,54	0,57	0,27	68
<i>bb</i> (b <sub>1</sub> )	46,72	1,45	14,9	8,9	5,83	0,35	6,74	8,62	2,65	1,09	0,48	16
<i>zb</i> (b <sub>1</sub> )	47,12	1,55	12,9	6,8	5,13	0,22	10,8	7,94	2,78	0,91	0,12	7
ПЛВ	48,34	1,37	14,9	12,34	0,18	10,1	9,45	2,32	0,52	0,27	42	

Примітки: *jk* – якушівські, *zr* – зорянські верстви забродівської світи; *lċ* – лучичівська світа; *bb*– бабинська світ.; *zb* – заболотівська світа; ПЛВ – базальти формації Портедж Лейк Вулканік (Ківіно, США) [261]; *ht* – габро-долерити хотешівської асоціації

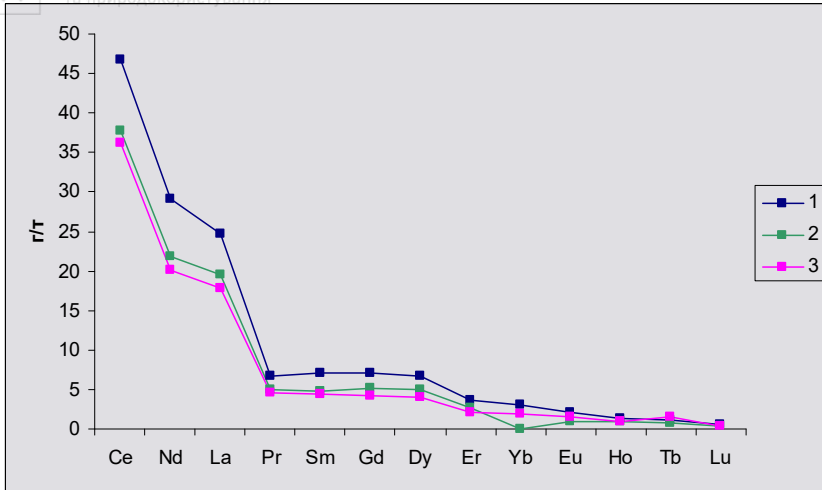


Рис. 6.3. Розподіл середніх вмістів РЗЕ в базальтах нижньовендських трапових комплексів: 1 – біловезько-подільського (високотитанисті базальти); 2 – верхньоприп'ятського і 3 – західнобузького (низькотитанисті базальти)

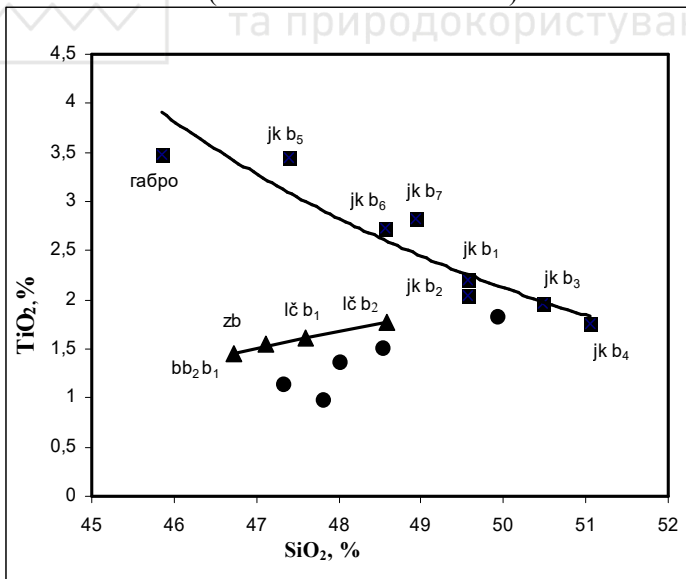


Рис. 6.4. Фігуративні точки та тренди еволюції середніх вмістів оксидів кремнезему і титану в базальтах волинської серії: трикутники



– заболотівська, бабинська і лучичівська світи, квадрати – якушівські верстви забродівської світи, кружки – формація ПЛВ (Ківіно, США) [261]. Індeksi стратонів і базальтових покривів наведені в примітках до таблиці 6.2

В той же час, наявність в траповому розрізі принципово відмінних за речовинним складом груп низько- і високотитанистих базальтів має інший генетичний сенс. Видається малоімовірним, що зазначені вище особливості хімічного і мінерального складу цих базальтів могли розвинутиись лише внаслідок диференціації магми в одному джерелі [223]. На думку дисертанта, вони можуть бути свідченням існування щонайменше двох розведених в часі джерел магмогенерації різної глибинності. Функціонування цих джерел супроводжувалось суттєвими змінами в речовинному складі, геодинамічній обстановці і глибинному режимі мантийного плюмажу.

Таблиця 6.3

Середній нормативний склад масивних базальтів волинської серії (верхів'я р. Прип'ять), розрахований за CIPW

Стратони, базальтові покриви)	кварц	олівін	плагіоклаз	ортоклаз	діопсид	гіперстен	ільменіт	магнетит	гематит	апатит	пірит
<i>jk</i> (b <sub>7</sub> )	7,27	0	46,39	4,08	14,83	8,97	5,37	10,79	0	0,76	0,04
<i>jk</i> (b <sub>6</sub> )	5,74	0	46,29	4,2	10,26	15,52	5,18	9,99	0	0,79	0,02
<i>jk</i> (b <sub>5</sub> )	3,92	0	44,39	6,86	18,00	6,50	6,53	7,57	3,98	0,25	0,00
<i>jk</i> (b <sub>4</sub> )	4,7	0	47,88	3,6	10,36	25,53	3,42	4,03	0	0,49	0
<i>jk</i> (b <sub>3</sub> )	3,51	0	45,13	5,38	12,87	24,22	3,82	4,45	0	0,6	0
<i>jk</i> (b <sub>2</sub> )	2,58	0	46,95	5,08	9,94	26,25	4,03	4,55	0	0,63	0
<i>jk</i> (b <sub>1</sub> )	1,16	0	46,76	4,37	13,38	24,3	4,25	5,1	0	0,65	0
<i>lč</i> (b <sub>2</sub> )	0	3,53	48,36	3,72	17,26	18,89	3,21	4,48	0	0,53	0
<i>lč</i> (b <sub>1</sub> )	0	7,57	48,38	3,19	19,1	13,5	3,11	4,57	0	0,56	0
<i>bb</i> (b <sub>1</sub> )	0	2,23	49,34	6,62	11,98	11,26	2,83	4,6	0	1,14	0
<i>zb</i> (b <sub>1</sub> )	0	8,98	45,44	5,61	15,55	7,26	3,08	3,77	0	0,3	0

Примітка. Індeksi стратонів і базальтових покривів наведені в примітках до таблиці 6.2.



На основі відношень величин  $Sm/Yb_n$ ,  $Lu/Hf$  і  $Ti/Y$ , які служать індикаторами глибини виплавлення, або ступеня плавлення джерела [217], вслід за А.А. Носовою [163], можна припустити, що найглибиннішими та найменш контамінованими були виплавки магм високо- $Ti$  долеритів ( $Sm/Yb_n = 3,5-4,2$ ;  $Ti/Y = 480-760$ ;  $Lu/Hf = 0.06$ ) хотешівської асоціації біловезько-подільського трапового комплексу. Високо- $Ti$  базальти цього комплексу, судячи з величин згаданих співвідношень мікроелементів, репрезентують виплавки дещо меншої глибинності ( $Sm/Yb_n = 2.9 - 3.1$ ;  $Ti/Y = 420-500$ ;  $Lu/Hf = 0.06-0.09$ ). Базальти низько- $Ti$  типу (верхньопріп'ятський траповий комплекс) за цими параметрами відповідають найменш глибинним магмам із значним ступенем плавлення джерела ( $Sm/Yb_n < 2.5$ ;  $Ti/Y = 280-400$ ;  $Lu/Hf = 0.08 - 0.14$ ) [163].

На користь зміни глибинності функціонування джерела низько- і високотитанистих базальтових магм свідчать результати магніто-мінералогічних досліджень титаномагнетитів [168] із стратифікованих базальтів покривів волинської серії. За цими даними глибинна осередку виверження для низькотитанистих толейтових базальтів верхньопріп'ятського трапового комплексу змінювалась наступним чином: базальтів бабинської світи – приблизно 55 км, нижнього покриву лучичівських верств – 50 км, другого (знизу догори по розрізу) покриву – 40 км, третього покриву – 30 км, тобто має тенденцію до зменшення (рис. 6.5).

У розміщенні осередку виверження високотитанистих базальтів стратиграфічно різних покривів якушівських верств (біловезько-подільський комплекс) суттєвих змін за магніто-мінералогічними даними не проявлено. Всі базальти цих покривів були продуковані з глибини близько 75 км.

Слід звернути увагу також на те, що високо- та низькотитанисті базальти в траповому розрізі регіону займають окремішню стратиграфічну позицію, належать до різних трапових комплексів і розділені в Підлясько-Брестській западині дацитовими вулканітами, а на решті території зорянськими вулканоміковими верствами та їх аналогами, що містять продукти розмиву дацитоїдів. Отже еволюція базальтового магматизму на ранніх і пізніх етапах утворення трапової формації була розділена в часі і можливо протікала за різними сценаріями.





Варіації хімічного складу магм (див. табл. 6.1) різної глибинності, що продукували породи досліджуваних трапових комплексів, можуть бути пояснені наявністю двох взаємодіючих джерел речовини: конвектуючого підлітосферного плюмового резервуару (див. рис. 6.1) і гетерогенної континентальної літосфери, розміщеної над ним. Надійною ознакою істотної ролі мантийної чи корової складової в петрогенезі цих порід є збагачений радіогенним ізотопом склад Sr і збіднений склад Nd [275].



Рис. 6.5. Визначення глибини залягання магматичних осередків в залежності від складу титаномagnetитів в базальтових покривах (b1...n) волинської серії: bb – бабинської світи, lc – лучичівської світи (верхньоприп'ятський траповий комплекс); jk – якушівських верств (біловезько-подільський комплекс)

За матеріалами А.М. Глеваської [168]

У генезисі найдревніших порід західнобузького трапового комплексу (підкрити, низькотитаністі олівінові базальти, верлітові габро) вклад плюмового джерела виражений досить інтенсивно. Олівінові базальти цього комплексу мають близькі до нуля значення  $eNd_{(550)}$  і збагачений склад Sr (табл. 6.4).

Таблиця 6.4

Ізотопний склад порід нижньовендської трапової формації пз.-зх. частини СЄП за матеріалами: 3,4,12 – Л.В. Шумлянського[223]; 1, 7, 10, 13, 15, 17 – А.А. Носової та ін [163]; 4, 5, 6, 8, 9, 11, 14,16 – І.В. Кузьменкові

Комплекс	Породи	№ з/п	Зразок	Глибина, м	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Sm, мкг/г	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>550</sub>	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>550</sub>	εNd <sub>550</sub>
біловезько-подільський	базальт	1	к. Я.Дол		15,34	342,3	0,1297	0,79617±13	7,435	0,70515	31,01	0,1449	0,512400±6	0,70515	
	базальт	2	к. Я.Дол	-	12,1	347,6	0,1007	0,705887±6	7,19	0,7051	29,4	0,1479	-	0,511885	-0,9
	базальт	3	8253	320.5	15,3	322	0,1375	0,709808±11	6,89	0,70873	30,19	0,1381	-	0,511667	-5,1
	габродолерити	4								0,706403-0,706454					-2,48 -2,64
	базальт	5	27к-44	1023	13,14	356,5	0,1067	0,706659±10	6,475	0,705823	24,77	0,1581	0,512465±7	0,511895	-0,66
	базальт	6	27к-66	1157	18,1	274,8	0,1907	0,711530±10	5,132	0,710035	21,49	0,1444	0,512281±4	0,511761	-3,3
брестський	дацит	7	4к-22	646	93,09	156	1,733	0,750611±20	9,233	0,73702	48,59	0,1148	0,511746±7	0,511332	-11,7
	ріодацит	8	3к-7	1056	146	50,1	8,507	0,800202±32	7,996	0,733502	41,27	0,1171	0,511745±4	0,511323	-11,8
	ріодацит	9	1с-74	1140	164,2	37,1	12,961	0,829347±11	8,869	0,727725	46,36	0,1156	0,51174±5	0,511323	-11,8
верхньоприп'ятський	базальт	10	1с-113	1311	77,7	221,3	1,0166	0,718556±16	5,942	0,71059	28,8	0,1247	0,511925±9	0,511476	-8,9
	базальт	11	1с-95	1231	13,43	244,3	0,159	0,709198±31	4,18	0,707951	17,84	0,1416	0,512101±10	0,511591	-6,6
	базальт	12	8143	399	4,5	256,4	0,0508	0,708433±9	3,93	0,70804	16,71	0,1423	-	0,511752	-3,5
	долерит	13	19к-29	514	8,67	375,2	0,0669	0,70693±20	4,642	0,70641	23,19	0,121	0,512069±9	0,511633	-5,8
	долерит	14	19к-35	529	28,79	382,6	0,2176	0,710172±10	4,781	0,708466	24,26	0,1191	0,512054±12	0,511625	-5,9
західно-бузький	базальт	15	3к-15	1122	7,66	243,2	0,0911	0,70982±18	5,512	0,70911	22,97	0,145	0,51227±12	0,511747	-3,5
	базальт	16	в41-40	-	20,83	175	0,3441	0,710640±28	4,99	0,707942	20,2	0,1194	0,512371±5	0,511941	0,23
	трахібазальт	17	19к-59	647,5	62,59	229,4	0,0079	0,71255±18	6,774	0,706356	33,62	0,1218	0,511949±11	0,51151	-8,19

[104] (групування порід виконано Мельничуком В. Г.)



У генезисі низькотитанистих малоглибинних толеїтових базальтів верхньоприп'ятського комплексу (другої стадії трапового магматизму) максимально проявлений вплив субконтинентальної літосфери. Наявні ізотопні дані (див. табл. 6.4) вказують на помітний ефект нижньокорової контамінації в їхньому утворенні. Якщо допустити, що компонент підлітосферної мантії мав загальний ізотопний склад, то домішка деякої кількості матеріалу з розміщеної вище гетерогенної літосфери виражається у відносному зсуві ізотопних складів порід залежно від концентрацій ізотопів в літосфері. Такий зсув добре ілюструють гіперболи змішування складів корових компонентів і базальтової магми, в області якої і розташовано поле складів порід досліджуваної трапової формації (рис. 6.6).

Таким чином, за вмістами рідкісних і розсіяних елементів, а також за ізотопними характеристиками міденосні низькотитанисті толеїтові базальти верхньоприп'ятського трапового комплексу загалом відповідають середньому складу нижньої континентальної кори і, на відміну від порід інших трапових комплексів регіону, ймовірно, є продуктами її часткового плавлення. Про таку ймовірність свідчить також наявність в базальтах верхньоприп'ятського комплексу цирконів, вік яких, визначений іон-іонним методом, коливається в межах близько 1470–2000 млн р. (проби 5905/20,5-29,7; 5878/117,2; 5910/19,5-21,0; 5911/90-90,2; 5916/49,5-50; 5922/33,2-34,2; 18-99 (кар'єр Полиці) [23] і приблизно відповідає віку цирконів з порід кристалічного фундаменту [49] Гірницького підняття у Прип'ятському валі. Автори визначення вважають, що дані циркони не кристалізувались безпосередньо з базальтового розплаву, а є захопленими при взаємодії базальтового розплаву з породами літосфери на шляхах міграції крізь земну кору [23].

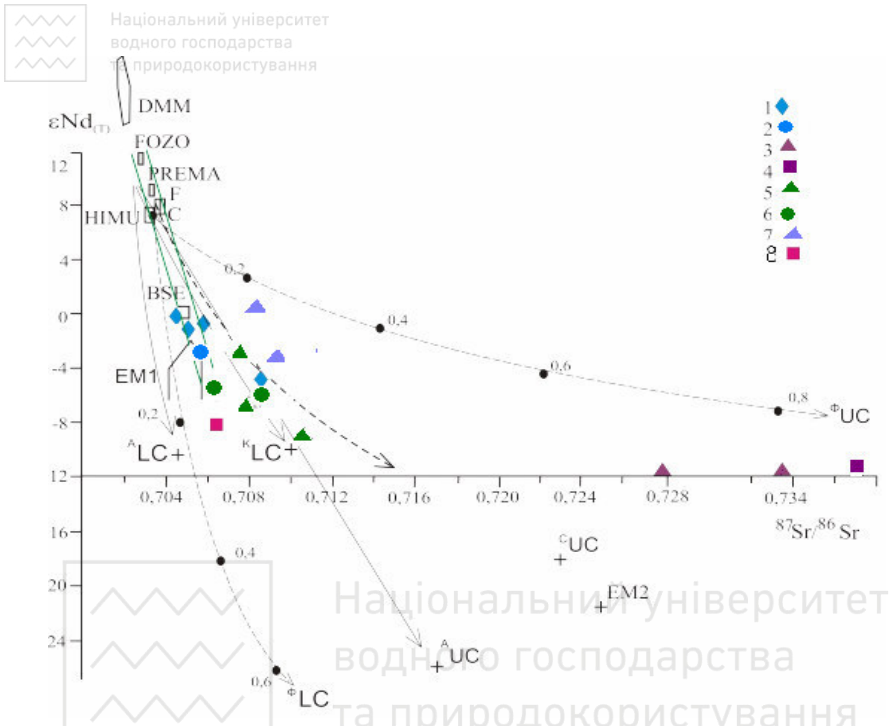


Рис. 6.6. Породи нижньовендських трапових комплексів пд.-зх. частини СЄП в координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon\text{Nd}_{550}$ ) –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . За [104] з доповненнями автора. Колорові фігуративні точки – співвідношення мас ізотопів в породах: 1–2 – біловезько-подільського комплексу (1 – високотитанисті базальти, 2 – високотитанисті габро-долерити силів); 3–4 – брестського комплексу (3 – ріодацити, 4 – піжонитовий дацит); 5–6 – верхньоприп'ятського комплексу (5 – низькотитанисті толеїтові базальти, 6 – низькотитанисті олівінові долерити силів); 7 – олівінові базальти західнобузького комплексу; 8 – низькотитанистий трахібазальт (можливе зміщення ізотопного складу під впливом калієвого метасоматозу). Зеленими лініями позначена мантійна плісдовність, стрілками – гіперболи змішування магми типу MORB із різноманітними коровими продуцентами. Кінцеві компоненти: DMM – мантія Землі; HIMU – компонент з радіогенним складом свинцю; універсальні компоненти мантійних плюмів: BSE – сучасний валовий склад Землі, PREMA – переважачою мантія, FOZO – фокусна зона, С – спільний, F – фокальний; EM1 та EM2 – збагачена мантія 1 та 2 типів; LC – нижня кора і UC – верхня кора; А, К, Ф, С – за різними авторами

Геохімічні характеристики локально поширених дацитоїдів брестського комплексу мають подвійну природу. З одного боку, високі концентрації Si, K, відповідно до



петрохімічної класифікації магматичних гірських порід, визначають їх приналежність до порід кислого складу. З іншого боку, значний вміст Mg, Ti, Fe, Sr вказують на домішку базитового компонента в кислому розплаві. Тобто, походження небазальтових вулканітів трапової формації можна розглядати, як результат змішування базальтового розплаву з кислим. Ізотопний склад Nd в дацитоїдах знижений відносно базитів формації, а ось склад Sr демонструє значне збагачення радіогенною складовою (рис. 5.13). Це унеможливило утворення кислих розплавів лише в результаті фракціонування базальтової магми. Дацитоїдам також властивий більш радіогенний, ніж у верхній корі склад Sr, приведений за даними різних авторів. Тому логічно думати, що кислі вулканіти могли утворитися при переважному плавленні матеріалу верхньої кори. Ймовірно, також мало місце селективне плавлення корового матеріалу, оскільки  $Sr^{87}/Sr^{86}$  відношення в породах значно перевершує таке для верхньої кори.

Утворення дацитоїдів брестського комплексу, як результат складного полістадійного змішування базальтових розплавів з виплавками із верхньокорового матеріалу, на наш погляд, є логічним продовженням процесу нижньокорової контамінації базальтових магм верхньоприп'ятського комплексу. З огляду на це, їх слід розглядати в рамках єдиної другої стадії функціонування мантийно-корового плюму, в результаті чого був породжений значний об'єм гібридних порід верхньоприп'ятського трапового комплексу і сталися локальні виплавки дацитоїдів брестського комплексу.

Для глибинних магм високотитанистих базальтів та габро-долеритів біловезько-подільського трапового комплексу (третьої стадії магматичної активності), вклад мантийної складової ізотопів (див. табл. 6.5, рис. 6.6) знову стає досить значним. Ці породи мають близькі до нуля значення  $eNd_{(550)}$  і більш збагачений склад Sr, що вказує на їхню найменшу міру контамінованості коровим матеріалом. Фігуративні точки співвідношень ізотопів високо-Ti базальтів і габро-долеритів щільно розміщені поблизу середнього складу мантиї континентальних плюмів і віддалені від ізотопних міток порід інших трапових комплексів регіону, що відображає різницю в



складі їх магматичних джерел. Ця різниця не могла виникнути за рахунок магматичної диференціації магм, що породила трапи західнобузького та верхньоприп'ятського комплексів, адже базальтоїди біловезько-подільського комплексу пізніші і відірвані від них за часом виверження і до того ж мають відмінний еволюційний тренд (див. рис. 6.4).

Зазначені ізотопні характеристики добре збігаються з розглянутими вище геохімічними та магніто-мінералогічними ознаками мантійного походження високо-Ті базальтів і габродолеритів, що дає підстави вважати їх продуктованими з мантійного плюму, який змінив свій режим функціонування на більш глибинний.

### **6.3. Еволюційна модель ранньовендського трапового магматизму**

Проведені в дисертаційній роботі дослідження дозволяють репрезентувати наступну просторово-часову послідовність плюм-літосферної взаємодії та зв'язаних з нею геодинамічних процесів і стадій магматизму, в результаті яких в ранньому венді сформувалась найкрупніша в масштабах СЄП трапова провінція.

**6.3.1. Мантійний магматизм першої стадії.** В першу стадію трапового магматизму в регіоні сталося формування західнобузького трапового комплексу [127]. Виверження магм відбувалось, на наш погляд, у наступній послідовності: перша фаза – виверження пікритів горбашівської світи; друга фаза – виверження олівінових базальтів заболотівської світи; третя фаза – вторгнення силів базальтових порфіритів та верлітових габро берестецької асоціації.

З початком активної вулканічної діяльності у волинській час паралельно південно-західній околиці СЄП, яка мала в цей час «високе стояння», почалася корінна перебудова структурного плану пд.-зх. частина СЄП з пн.-сх. на пн.-зх. напрям. Утворення продуктів магматизму першого етапу за особливостями їх речовинного складу, будовою палеовулканічних споруд і їх тектонічною позицією на ділянці



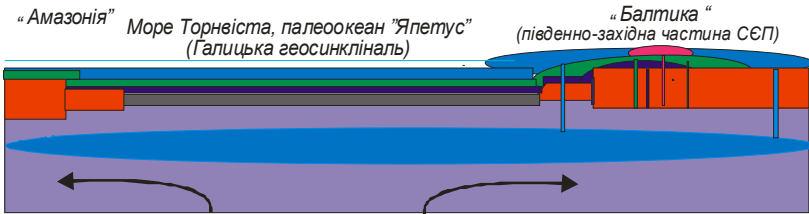
сполучення ВОА з пд-зх. краєм СЄП (зоною Т-Т) пов'язується з рифтогенезом в структурі потрійного зчленування (див. рис. 3.1, 4.2), який відбувався в неопротерозої у зв'язку з розпадом праматерика Родинія. Згідно з розглянутими вище реконструкціями (див. рис. 6.2) країна новоутвореного пракоонтинента Балтика (СЄП) поєднувалась через зону Т-Т з країною пракоонтинента Амазонія.

Судячи з розглянутих вище петрологічних особливостей трапів західнобузького комплексу, з врахуванням моделі [239], за якою первинні мантіїні виплавки мають пікритовий склад, мантіїний плюм, що спричинив рифтогенез вздовж зони Т-Т і утворення трапів західнобузького комплексу, знаходився у сублітосферній мантії (рис. 6.7). Його зародження на початку венду викликало склепіневе підняття території і частковий розмив тілоїдних відкладів бродівської світи та вільчанської серії. Локальні прояви такого підняття відбилися, також, на розподілі фацій і потужностей теригенних відкладів горбашівської світи [41]. Мантіїний плюм ініціював, в умовах, розтягу виверження вздовж південно-західної (в сучасних координатах) країни Балтики (майбутньої СЄП) олівін-базальтових магм. Ці магми проникали по розломах північно-західного простягання, які були закладені в ранньому венді паралельно осі рифту (зони Т-Т, Заболотівсько-Бузька та Костопільсько-Лишнівська). Голова плюму, судячи з наявності в регіоні пікритів, верлітових габро і геологічних властивостей базальтових лав, що були перегрітими, знаходилась неподалік. Північно-східний (в сучасних координатах) край плюму поширювався під платформою не далі, як до Костопільсько-Лишнівської тектонічної зони (див. рис. 4.7).

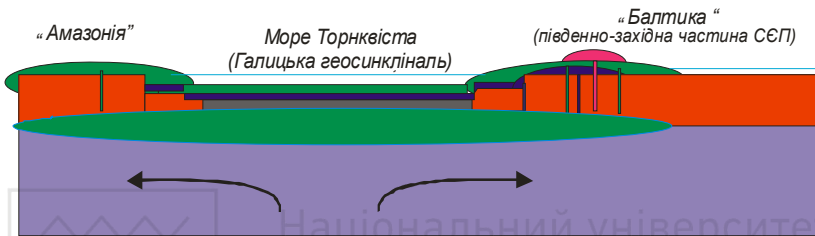


Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

### Третя стадія (утворення біловезько-подільського комплексу)



### Друга стадія (утворення верхньоприп'ятського і брестського комплексів)



### Перша стадія (утворення західнобузького комплексу)

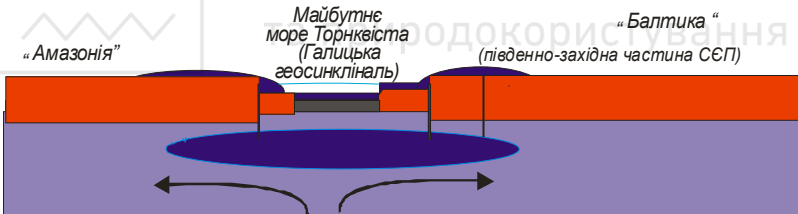


Рис. 6.7. Еволюційна модель трапового магматизму на південно-західній околиці СЄП в ранньому венді: 1 – мантія; 2 – океанічна кора; 3 – континентальна кора; 4–6 – мантіїні пліومی і породженні ними трапові комплекси: 4 – західнобузький, 5 – верхньоприп'ятський, 6 – брестський, 7 – біловезько-подільський; 8 – напрямок конвективних переміщень; 9 – рівень моря

Траповий магматизм, що спричинив утворення західнобузького комплексу, загалом був ареального типу. В результаті його прояву в області ранньовендського рифтогенезу утворилась крупна щитовидна палеовулканічна споруда,





половина якої реконструюється в досліджуваному регіоні на пд.-зх краї ССП (див. рис. 4.7).

Таким чином, на східному плечі континентального палеорифту, який з часом розкрився в палеокеан Япетус і його відгалуження – море Торнквіста вздовж зони Т-Т, був закладений пояс ранньовендських трапів.

### **6.3.2. Корово-мантійний магматизм другої стадії.**

Магматизм другої стадії спричинив формування верхньоприп'ятського трапового [121] та брестського дацитодного комплексів. Подальші виверження магм відбувались в такій послідовності: четверта фаза – накопичення спеціалізованих на мідь низькотитанистих толеїтових базальтів та туфів бабинської світи; п'ята фаза – утворення покривів спеціалізованих на мідь низькотитанистих толеїтових базальтів лучичівських верств та їх латеральних аналогів; шоста фаза – вторгнення силів глиноземистих габро-долеритів осовської асоціації; сьома фаза – виверження дацитів і туфів брестського комплексу.

На другій стадії трапового магматизму, очевидно, відбулось розширення плюму і ймовірно розходження новоутворених материків «Балтика» та «Амазонія» (див. рис. 6.2) з рокриттям між ними моря Торнквіста – (Галицької геосинкліналі за [190; 191]), як побічної складової палеоокеану «Япетус».

Формування продуктів трапового магматизму, які в сучасній структурі дещо зміщені вглиб ССП по осі Волино-Оршанського авлакогену (див. рис. 4.1, 4,8), в цю стадію здійснювалось в режимі взаємодії мантійного плюму з нижньою корою. Про це свідчать розглянуті вище петрологічні особливості вивержених вулканітів верхньоприп'ятського комплексу. За результатами магніто-мінералогічних досліджень низькотитанистих базальтів у стратифікованих покривах верхньоприп'ятського комплексу плюм функціонував на глибинах 55–30 км і поступово піднімався (див. рис. 6.5). В результаті взаємодії плюму з нижньою корою базальтові магми контамінували з неї леткі компоненти, що спричинило їх експлозивні виверження і накопичення у вигляді потужної



пірокластичної товщі (бабинської світи та її латеральних аналогів). Внаслідок контамінації нижньокоровим матеріалом низькотитанистих базальтових магм, можливо, вони здобули свою мідну спеціалізацію.

Базальтові лави, що виливались, в очевидь, мали вже нижчу температуру і були відносно в'язкими, про що свідчать потужні шлейфи лавокластичних брекчій навколо лавових потоків у складі лучичівської світи та їх латеральних аналогів. Виверження цих лав, як показують палеовулканічні реконструкції, відбувалось вздовж зон розломів північно-західного простягання, що спричинило утворення у зв'язку з ними ланцюжків локальних щитовидних палеовулканічних споруд, наприклад Костопільсько-Лишнівського палеовулканічного пасма та ін.

В районі Підлясько-Брестської западини плюм ймовірно досягнув верхньої сіалічної кори, яка була частково контамінована толейтовою магмою. В результаті виверження дацитових продуктів контамінації утворився брестський магматичний комплекс. Виверження дацитодних магм належать до субаеральних і призвели до утворення локальної палеовулканічної споруди центрального типу.

**6.3.3. Мантійний магматизм третьої стадії.** В результаті магматизму третьої стадії утворився біловезько-подільський траповий комплекс [118]. Подальший перебіг ендегенної активності в досліджуваному регіоні був наступним: восьма фаза – виверження титанистих базальтів і феробазальтів якушівських верств і їх латеральних аналогів; дев'ята фаза – вторгнення силів титанистих габро-долеритів хотешівської асоціації і пов'язані з цим гідротермально-метасоматичні зміни трапів та рудогенез міді.

Продукти вулканізму третьої стадії за особливостями речовинного складу, як було показано вище, ймовірно, є продуктами часткового плавлення сублітосферної мантії, чим відрізняються від порід верхньоприпятського та брестського комплексів, у яких міститься коро́ва компонента. Вони репрезентують окрему, завершальну ланку еволюції ранньовендського трапового магматизму, дещо відмінну



генетично і відірвану в часі від формування більш ранніх трапових комплексів регіону. Їх утворення приблизно 550 млн років тому пов'язується з функціонуванням більш широкого мантийного плюму на пізній стадії розколу праматерика Родинія та розкриттям палеокеану Япетус (Галицької геосинкліналі) вздовж зони Т-Т.

В третю стадію трапового магматизму мантийний плюм внаслідок розтікання під корою значно поширився під південно-західною (в сучасних координатах) околицею СЄП, але змінив свій режим функціонування на більш глибинний. Це сталося, можливо, внаслідок його вистигання і збільшення щільності. Високотитанисті базальтові магми, які були вивержені з плюму, мали дещо меншу температуру, були в'язкими і дегазованими, про що свідчать потужні шлейфи лавокластичних брекчій навколо лавових покривів якушівських верств та їх латеральних аналогів і відсутність серед них пірокластичних продуктів. На завершальній фазі магматизму ці магми, в силу понижених реологічних властивостей, вже не проривались крізь трапи, а утворили сили габро-долеритів хотешівської асоціації, серед слаболітофікованих відкладів поліської серії середнього верхнього рифею.

Утворення продуктів магматизму третьої стадії відбувалось в режимі взаємодії мантийного плюму з літосферною мантиєю на глибинах біля 75 км (див. рис. 6.7).

Вулканізм біловезько-подільського часу був ареального типу. Виверження лав високотитанистих базальтів, як показують палеовулканічні реконструкції, не мали чіткої просторової локалізації, хоч здебільшого відбувались у зв'язку з розломами північно-західного і субмеридіонального простягання. В результаті цих вивержень утворились широкі базальтові плато, які зайняли величезну територію – понад 140 тис. км<sup>2</sup> (від Біловезжя до Молдови) і складають Передгалицьку краю вулканічну систему за [190; 192]. На фоні трапового плато здіймались окремі невисокі палеовулканічні споруди, зокрема дацитовий купол брестського комплексу, який в апікальній частині не був перекритий покривами титанистих базальтів. У східних СФП Волино-Подільської і Подільської



СФЗ (див. рис. 4.24) трапоутворення відбувалось за частотої зміни вивержень базальтів накопиченням осадових відкладів случької і грушкінської світ в мілководних басейнах.

Вторгнення у заключну фазу трапового магматизму силів титанистих габро-долеритів хотешівської асоціації у слабо літофіковані середно-верхньорифейські теригенні відклади польської серії зумовило, вірогідно, розігрів підземних вод в товщах над ними, зокрема у волинській серії. Це, в свою чергу, спричинило зональні гідротермально-метасоматичні зміни спеціалізованих на мідь нижньовендських трапових комплексів, зокрема верхньоприп'ятського, і перерозподіл в них міді за розглянутою нижче моделлю.

**6.3.4. Постмагматичний етап.** У зв'язку з розвантаженням магматичних осередків в кінці волинського часу трапове плато на південному заході ССП почало інтенсивно прогинатися, внаслідок чого утворилася початкова ланка Балтійсько-Придністровської зони перикратонних опускань. З наступною епохою розвитку перикратону в режимі пасивної континентальної окраїни пов'язане формуванням потужної теригенної товщі верхнього венду – кембрію, що почалося з широкої морської трансгресії з боку сусіднього палеокеану Япетус (Галицької геосинклінали).

У розвитку трансгресії на трапове плато пд.-зх. частини ССП простежується певна стадійність, яка фіксується у послідовному накопиченні структурно-стратиграфічних підрозділів могилів-подільської континентально-морської теригенної і морської канилівської глинисто-алеврітової серій верхнього венду. Найвища краєва південно-західна частина трапового плато (верхів'я р. Зах. Буг) в могилів-подільський час, ймовірно, була острівною сушею і зазнала глибокого розмиву (див. додаток Б). Про це свідчать факти перекриття на цій ділянці вулканогенних розрізів бабинської світи (середня частина волинської серії) колківськими морськими відкладами верхньої частини могилів-подільської серії (св. св. 5432, 2944, бШ, «Стенжаричі», «Літовеж»).

Таким чином, в геотектонічному розвитку ССП ранньовендський траповий магматизм проявився на її пд.-зх.



околиці на межі доплитної (квазіплатформної) і плитної стадій геологічного розвитку. В рифейську доплитну стадію в межах СЄП відбувався авлакогенез, а в досліджуваному регіоні утворився Волино-Поліський прогин, виповнений червоноколірною олігоміктовою теригенною формацією. Трапоутворення в ранньому венді знаменує окремий етап глобальної неопротерозойської тектоно-магматичної активності планети, яка завершилась у венді розпадом праматерика Родинія, відкриттям палеокеану Япетус та моря Торнквіста (виникненням Галицької геосинкліналі). Літосферні плити, що виникли, зокрема Балтика (прото-СЄП), з кінця венду розвивались вже у пасивному геодинамічному режимі (як пасивна континентальна окраїна). Вздовж пд.-зх. краю СЄП в цей час була закладена Балтійсько-Придністровська зона перикратонних опускань.

Тектоно-магматична активність в ранньому венді супроводжувалася перебудовою загального структурного плану формацій регіону [81; 185] з північно-східного, успадкованого від дорифейських структур фундаменту, на північно-західний, обумовлений розколом праматерика по зоні Т-Т.

#### **6.4. Генетична модель самородномідного зруденіння в трапах**

За своїми геохімічними властивостями мідь, як хімічний елемент, дуже легко взаємодіє з іншими елементами, утворюючи різноманітні сполуки, в зв'язку з чим її самородномідні прояви викликають підвищений інтерес дослідників, чому сприяють також розмаїття умов, за яких зустрічається самородна мідь, і наявність економічно значимих її концентрацій.

Геохімічна поведінка міді, за літературними даними [73; 160], визначається наступними властивостями: різною розчинністю сполук  $\text{Cu}^{+1}$  і  $\text{Cu}^{+2}$  в природних водах; схильністю сполук  $\text{Cu}^{+2}$  легко давати колоїдні розчини, що коагулюються; високою здібністю  $\text{Cu}^{+2}$  до утворення комплексів, стійких в лужних водах; значною сорбцією негативними колоїдами —



органічною речовиною, кремнеземом, глинами. Сполуки одновалентної міді важкорозчинні, слабо мігрують, є відновниками. Сполуки двовалентної міді характеризуються різним ступенем рухливості. Легко розчиняються у воді хлориди, сульфати  $\text{Cu}^{2+}$ , важко – фосфати, карбонати, силікати. Значна міграційна здатність в окислювальному середовищі і низька у відновному — характерна особливість геохімії міді. Вона осідає на лужному, сірководневому, глеєвому, сорбційному та інших геохімічних бар'єрах.

Інваріантність поведінки міді в геологічному середовищі зумовлює різноманіття концепцій рудогенезу міді в самородній формі. Розглянемо лише ті з них, які стосуються генезису самородної міді в трапах Волині.

**6.4.1. Концепції мідеутворення попередників.** Автор перших наукових праць з міденосності трапів Волині С. Малковський [268; 269; 270] розглядав потужні покриви базальтів, як своєрідні величезні автоклави, що не давали виходити на денну поверхню гарячим розчинам, парі і газам. Останні, природньо, містять водень, який при високих температурах проявляє свої сильні відновні властивості, а тому відновлює метали, в тому числі і мідь, до нижчого ступеню окислення, або самородного металу. Інші польські геологи [259; 299] дотримувалися точки зору щодо подвійного походження самороднісного зруденіння в трапах Волині – первинна вкрапленість в основній масі породи і вторинна, епігенетична, концентрація в середині, або поблизу від проникливих зон в лавах. На користь поглядів на магматичну природу скупчень міді ними був задіяний факт присутності міді в незміненому вулканічному базальтовому склі, виділеному з туфів в кількості 0,2 ваг. %

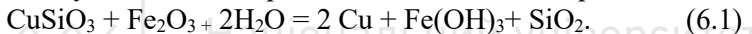
На погляд американських геологів [214; 261], які досліджували походження самородної міді в Мічиганському міднорудному районі найвірогіднішими являються дві моделі мідеутворення за участю епігенетичних рудоносних розчинів: 1) зв'язаних з інтрузіями (магматична) і 2) зв'язаних з процесами помірного метаморфізму. Джерелом міді за цими уявленнями були самі базальтові лави.



Серединноконтинентального рифту. Мідь з них в подальшому концентрувалася за рахунок висхідних гарячих розчинів хлоридного складу.

У вітчизняних джерелах [181] самородномідне зруденіння Мічиганського району розглядається в якості представника метасфуживного генетичного типу формацій, що належить до прометаморфічного формаційного класу. Останній об'єднує такі родовища, в яких рудні концентрації виникли в результаті вулканізму, інтрузивного метаморфізму і постмагматичної діяльності ще до проявів регіонального метаморфізму.

Аналіз особливостей локалізації самородномідного зруденіння в складчастих областях привів до висновку [212], що найвірогіднішим способом переносу міді є її міграція у вигляді водного силікату типу хризосоли ( $\text{CuSiO}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$ ), який при подальшому відновленні призводить до появи самородної міді:



Останнім часом М.І. Дерябіним [67; 68] популяризується точка зору, згідно з якою родовища штату Мічиган зобов'язані так званим флюїдизитовим зонам, що входили до складу верхніх частин кожного базальтового ритму, представлених псевдоконгломератами. Матеріалом для останніх слугували «тектонічні уламки і ексгаляційні туфобрекції», які виносилися із швів розломів, цементуючись псевдопісковиками також експлозивної природи. В процесі формування рельєфу утворювались локальні западини, виповнені розсолами мідного купоросу. Перевідкладення міді відбувалося вже після нарощування розрізу виливами наступного покрову базальтів, які, під своєю вагою витіснили з нижчезалегаючого горизонту рудні порові розсолові розчини, заповнюючи ними всі тріщини і пустоти, включаючи і амигдалоїдні. Не залишилися поза увагою і волинські мідепрояви, для яких пропонується аналогічний механізм становлення рудотвірної системи [67; 68].

Гідротермальне походження мідних руд Волині відстоюється О.В. Ємцем [72; 73; 242], при цьому зазначається, що рудні тіла формувалися впродовж охолодження гідротермальної системи наприкінці вендської вулканічної діяльності, а основна стадія рудоутворення відбулась за



температури 200–400° С. Розчинення та перерозподіл міді зобов'язані подальшим змінам вмісних порід (пропілітізації, смектитизації, анальцимізації) з локальним збагаченням рудних тіл.

Інші дослідники [1] схильні вважати мідепрояви Волині гідротермально-ексгалаційними утвореннями, локалізація яких визначається вулкано-склепіневими спорудами при наявності вулканічних жерловин з їх каналами прориву високотемпературних магматичних газів, фумарол. Діаметр згаданих споруд оцінюється величиною 25–30 км.

Узагальнюючи результати своїх багаторічних досліджень по міденосності волинських базальтів В.Л. Приходьком [185; 187] зроблено висновок про те, що вирішальним фактором для самородномідного зруденіння в трапах Волині є петрологічні особливості магматичних розплавів, а визначальним чинником концентрації міді в породі служить гідротермальний розчин.

На наш погляд, найбільш цілеспрямовано і послідовно проблема генезису волинських рудопроявів міді розглянута фахівцями Інституту фундаментальних досліджень [64; 224]. Основні положення створеної ними геолого-генетичної моделі рудоутворюючої системи полягають в наступному:

1. Джерелом міді безпосередньо слугують вивержені лави і пірокласти трапової формації венду. Частина елементної міді має гістермагматичне походження.

2. Кількість міді в рудних і навколорудних базальтах залежить від ступеню їх змінення парагідротермальними розчинами (нагрітими підземними водами), основою яких можуть бути глибинні води, що супроводжують ефузивний процес, у вигляді пари, і конденсувалися в трапах під час їх охолодження.

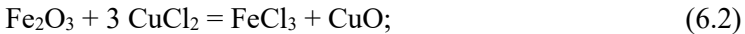
3. Основний етап рудоутворення співпадає з магматичною діяльністю, в т.ч. інтрузивною. Ендогенне тепло магматичних осередків виступає в якості джерела рудоутворюючого процесу. Виявлено, що температура розчинів, відповідальних за вилуговування і перерозподіл міді, підвищувалась в часі до максимальної (під час утворення кварц-





вайракітової асоціації), а в подальшому знижувалась з одночасною зміною характеру рудоутворення до сульфідно-мідного гідротермального.

4. Відкладання самородної міді в туфах є епігенетичним процесом, який супроводжується переходом заліза з трьохвалентної форми в двохвалентну за такими можливими реакціями:



Зміна червоно-бурого кольору туфів на сірувато-зелений (горизонт 2А) пояснюється саме відновленням заліза з порівняно збагаченими вмістами в останніх монтморилоніт-хлориту, магнетиту і виносом з них Na, K і Ca.

Таким чином, природа самородномідної мінералізації в трапах Волині за наведеними моделями не знайшла однозначного трактування. Одні дослідники [187; 64; 224] розглядають розсіяно-вкраплену самородну мідь в базальтах, як продукт магматичного («гістеромагматичного») процесу з наступним перевідкладенням в ході гідротермального процесу, інші [73] відстоюють її гідротермальне походження, ще інші пропонують ексгаляційну модель мідеутворення [1], чи флюїдизатно-експлозивний механізм [67; 68] рудогенезу, обумовлені функціонуванням вулкано-тектонічних структур центрального типу.

**6.4.2. Авторська модель рудогенезу міді.** Враховуючи розглянуті вище напрацювання попередників та результати власних досліджень, походження самородномідного зруденіння в трапах Волині, за нинішніми уявленнями дисертанта [125; 182], можна описати наступною геолого-генетичною моделлю.

Утворення самородної міді в основних вулканітах волинської серії відбулося переважно *in situ*. Судячи з тісних зв'язків її вмістів з петрогенними мінеральними (див. пункт 5.3.2) та хімічними (див. пункт 5.3.3) компонентами базальтів, джерелом міді були первинні продукти трапового магматизму. Мідь у них, ймовірно, спочатку була ізоморфною домішкою серед петрогенних мінералів і вулканічного скла, оскільки присутня як хімічний компонент (в середньому 0,04%) в



акцесорному магнетиті [153], у піроксенах, а також в палагонітах (табл. 6.5), розвинутих по вулканічному склі інтерстицій і в мигдаликах базальтів. За приуроченістю міді до фанеритових меланократових різновидів базальтів [122] можна припустити, що її вертикальний розподіл в базальтових покривах частково обумовлений гравітаційною кумуляцією в лавах зазначених мінералів.

Таблиця 6.5

Середній хімічний склад мінералів в породах  
верхньоприп'ятського трапового комплексу за даними  
мікрозондового аналізу

Мінерали	Компоненти, %													Кількість проб
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <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>	NiO	CoO	CuO	
палагоніти	54,65	0,86	7,62	15,97	0,10	5,28	2,26	1,44	1,69	0,04	0,11	0,05	0,18	27
піроксени	50,63	0,68	1,52	19,97	0,46	13,77	12,81	0,21					0,29	26

Свіжовивержені лави і пірокласти, вірогідно, були спеціалізовані на мідь в різній мірі: найбільше – трапи верхньоприп'ятського комплексу (нижня туфова пачка і базальтовий покрив бабинської світи та базальтові покриви лучичівської світи). Дана спеціалізація, вочевидь, збереглась до цього часу, про що свідчать кількісний розподіл показників мідної мінералізації і зруденіння у відповідних горизонтах і стратонах волинської серії (див табл. 5.1).

В кінці раннього венду підземні води горбашівського водоносного горизонту, які і понині залягають в основі волинської серії, ймовірно, були підігріті знизу численними силами габро-долеритів хотешівської асоціації, інтродуваними поблизу підшови трапів на значній території. Ці гідротерми від взаємодії з аркозами поліської серії і горбашівської світи були лужними. Оскільки вони за палеогідрогеологічними умовами трапової провінції мали напір, то піднімалися і легко мігрували, переважно в латеральному напрямі, по шарах тоді ще пористих туфів, лавокластичних брекчій, проникали в мигдалекам'яні



базальти, змінюючи їх та вилуговуючи з них хімічні компоненти, особливо кальцій а також мідь. В результаті в нижньовендських трапах регіону сформувалась регіональна та локальна гідротермальна мінералогічна зональність (див. рис. 4.32), що контролює просторовий розподіл рудопроявів самородної і сульфідної міді (рис. 6.7).

Температура розчинів, які вилуговували і перевідкладали мідь в цеолітовій зоні, підвищувалась у часі і досягла максимуму (до 335° С) під час утворення кварц-вайракітової асоціації [66]. Для пренітової зони Р-Т умови формування самородномідного зруденіння, оцінені за допомогою діаграми стабільності мінералів пумпеліт-преніт-вайракіт-ломонтитової мінеральної парагенетичної асоціації, становлять 0,6–0,001 Гпа і 160–180° С [72]. В подальшому температура падала, вслід відбулася карбонатна мінералізація.

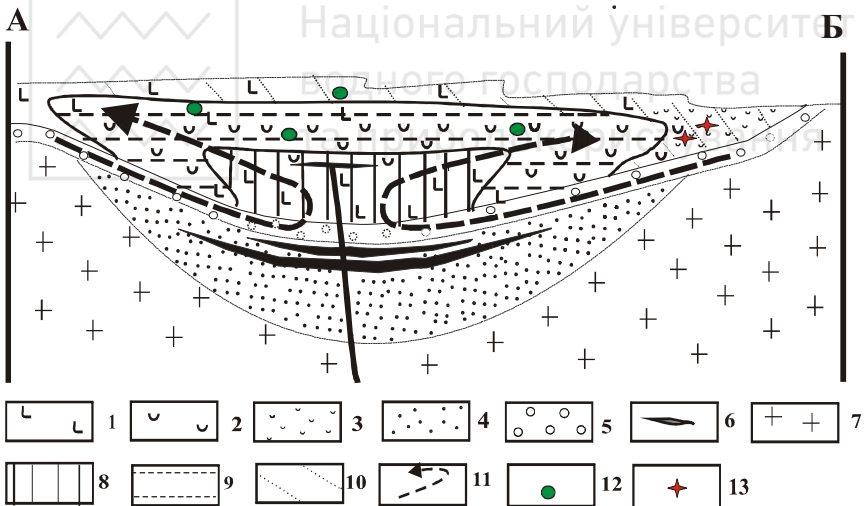


Рис. 6.7. Модель гідротермального рудогенезу міді в нижньовендських трапах південно-західної частини СЄП (розріз по лінії А-Б до рис. 4.32): 1–3 – породи волинської серії нижнього венду: 1 – переважно базальти і лавокластичні брекчії, 2 – туфи, 3 – туфїти; 4 – рифейські теригенні відклади поліської серії; 5 – нижньовендські груботеригенні відклади горбатівської світи (водоносний горизонт) 6 – сили титаністих габро-долеритів хотешівської асоціації; 7 – дорифейський кристалічний фундамент; 8–10 – зони гідротермальної мінералізації: 8 – пренітова, 9 – цеолітова, 10 – карбонатна; 11 – рух гідротерм; 12 – рудопрояви самородної міді; 13 – прояви сульфідів міді



Термальні води в основний етап гідротермального мінералоутворення, з огляду на домінування серед гідротермальних мінералів цеолітів і хлоритів, мали лужний (хлоридний кальцієво-натрієвий) склад. Гідротермальні флюїди, згідно з результатами кріометричного дослідження газорідинного включення в преніті, були низькосолоними (~ 3,3% NaCl екв.) [73]. За особливостями ізотопного складу вони були змішаного походження: метеорного і магматичного [64; 73]. Їх  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  у процесі утворення парагенезису преніт-самородна мідь, становила 8,0–9,4‰ [72]. Судячи із складу газово-рідинних включень в гідротермальних мінералах, що асоціюють із самородною міддю, в них в були присутні оксиди вуглецю, азот, кисень, а також аміак. Останні могли бути важливими агентами розчинення міді і міграції її у складі амонійних йонних комплексів.

Розглянуті в розділах 4 і 5 варіації вмістів петрогенних оксидів, міді та інших рідкісних елементів в породах волинської серії, що зазнали гідротермально-метасоматичних змін, вказує на вірогідність міграції міді. Якщо припустити незначні варіації у первинному розподілі міді серед свіжовивержених базальтів і вулканокластитів волинської серії, то співставлення показують, що певна її кількість могла бути мобілізована гідротермами і винесена, разом з кальцієм, із пористих червоноколірних туфів бабинської світи та лавокластичних брекчій і мигдалекам'яних базальтів інших стратонів.

Середній вміст міді в туфах, що зазнали найглибших перетворень, приблизно у два рази (на  $58 \times 10^{-4}\%$ ) менший ніж її вміст у відносно свіжих не мінералізованих міддю базальтах (табл. 6.6, рис. 6.8). Можна допустити, що в останніх він зберігся від часу виверження без суттєвих змін.

Середній вміст міді в мінералізованих міддю фанеритових і афанітових різновидах базальтів (табл. 6.6) загалом хоч і перевищує кларкові значення, але далекий від значень (не менше 0,5%), при яких можливий ліквідаційний механізм виділення міді з магми. Він також не набагато більший ніж у базальтах без мідної мінералізації (всього на  $6 \times 10^{-4}\%$ ), однак, на відмінну від останніх, має у два рази вищу варіацію.



Як видно з таблиці 6.6, відхилення середніх вмістів міді в міденосних базальтах, з одного боку, та в змінених вулканокластитах (туфах, лавобрекчіях) – з іншого, відносно ймовірно первинних її вмістів у не мінералізованих міддю базальтах співвідносяться як 1: 10. Різниця у варіаціях вмістів міді в цих породах сягає аж двох порядків. Все це засвідчує можливість концентрації міді в базальтах за рахунок її вилуговування з вулканокластичних порід. Одна, якщо враховувати значне домінування в розрізі волинської серії саме змінених туфів і лавокластичних брекчій, то виходить, що винесена із них мідь могла бути локалізованою в базальтах лише частково.

Таблиця 6.6

Розподіл середніх вмістів елементів у різній мірі змінених трапах Прип'ятського валу [182]

Породи	Статист. показники	Хімічні елементи (в п · 10 <sup>-4</sup> %)											К. проб
		Va	Pb	Ga	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Zr	Sr	
немінералізовані азальти	середнє	208,5	3,79	13,32	83,348	38,44	32,83	285	117,76	107,18	173,89	189,39	66
	НБ варіації	8395	4,79	18,04	1912,6	182,4	102	6979,2	4237,9	1486,6	6309,5	8955	
міденосні базальти	середнє	241,7	4,62	14,6	116,78	44,76	34,6	292,41	123,59	109,61	181,82	158	315
	МБ варіації	39398	14,8	19,32	3554,4	283	162	9708,2	8387,8	1000,4	5148,4	5010,2	
хлоритизовані базальти	середнє	180,6	3,54	14,09	135,89	40,2	33,54	294	119,86	102,94	161,71	184,57	35
	ХБ варіації	10439	4,14	21,85	8804,9	216,4	78,2	7618,8	6168,4	490,17	5338,2	6268,2	
лавокластичні брекчії	середнє	360,6	6,91	16,59	80,704	40,23	32,64	275,07	77,652	94,261	194,61	133,78	115
	ЛБ варіації	278,6	3,95	3,971	53,7	17,05	13,89	95,706	54,485	35,935	55,16	62,02	
туфи	середнє	395,3	5,35	16,19	92	52,52	39,74	260,83	61,656	78,021	175,53	128,12	518
	ТФ варіації	547,8	2,61	4,122	51,374	16,21	13,04	103,94	52,137	31,795	51,109	26,08	

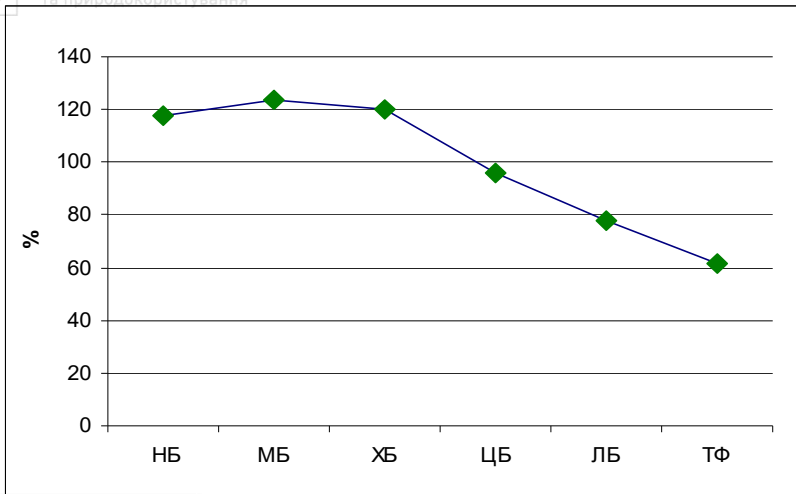


Рис. 6.8. Розподіл середніх вмістів міді у різних мірі змінених трапах Прип'ятського валу (індекси порід відповідають табличним)

Приблизні розрахунки показують, що тільки із туфів бабинської світи гідротермами могло винестись близько 200 млн т. міді, що на порядок більше її прогнозних ресурсів (16 млн т) 20 млн т в межах Волинського міднорудного району (площею 80 тис. км<sup>2</sup>) її могло відкластись. Решта міді разом з СаО ймовірно була винесена гідротермами за межі цього району, або локалізована в трапах в поки що невідомих нам місцях, вірогідно, в околичній південно-західній частині ССП, де в Оваднівському піднятті за комплексом пошукових критеріїв і ознак прогнозується серед трапів наявність Оваднівського рудоносного поля (див. рис. 5.10, додаток Б.1).

Самородна мідь відкладалась в базальтах та близьких до них за складом зеленоколірних туфах, які були бідні на сірку, в процесі стабілізації гідротермальної системи в пренітовій і цеолітовій зонах регіональних гідротермальних змін. В карбонатній зоні з дещо охоловших гідротерм відкладались вже сульфід міді, що пояснюється наявністю в сіркоколірних вулканогенно-осадових відкладах в складі пригоринської, слуцької та грушкінської світ достатньої кількості сірки.



Міграція міденосних розчинів в трапах Волині могла відбуватись за фільтраційним чи дифузійним механізмами, які залежать від кінетичних параметрів, швидкості фільтрації флюїду та проникності середовища.

В щільних базальтах перерозподіл міді контролювався в основному дифузійним механізмом перенесення компонентів. Найширше розповсюдження в результаті цього процесу здобула розсіяно-вкраплена самородна мідь, яка локалізувалась в основному у фронтальній – морденіт-халцедоновій частині вертикальної колони гідротермально-метасоматичних змін, переважно серед фанеритових палагонітових базальтів і специфічних буро-зелених туфів. Дані породи за своїми структурно-текстурними особливостями і речовинним складом вірогідно послужили для міді ще і геохімічними бар'єрами та своєрідними колекторами. А саме, в центральній частині ефузивних покривів, де дифузія розчину в масивних фанеритових базальтах була незначна, а хімічний склад порід зазнав найменших змін, існували умови, сприятливі для відновлення і відкладання міді у зв'язку з Fe – Ca буфером, яким служили ці базальти. Локалізація виділень міді з однієї сторони гідротермальних прожилків (див. рис. 5.11, рис. 6.9) і мигдалин вказує на певну просторову направленість її дифузії в базальтах.

Фільтраційний механізм перерозподілу міді реалізувався в пористому середовищі, через яке відбулося інтенсивне переміщення значної кількості розчину, що вилуговував з порід мідь. Таким середовищем в першу чергу є піро- та лавокластичні породи, які розділяють лавові покриви, а також мигдалекам'яні базальти, які знаходяться в зовнішніх частинах покривів. Гідротермальні мінерали часто виповнюють до 20-40 % об'єму цих порід, суттєво змінюючи їх хімічний склад облужненням, окисненням і обводненням. В силу цих процесів виділення міді серед зазначених порід зустрічаються рідко.

Середовищем росту кристалів самородної міді були головним чином палагонітові і хлорит-сметитові агрегати, які складають інтерстиції та є продуктами заміщення вулканічного скла в основній масі базальтів, а також виповнюють, разом з гідротермальними мінералами, мигдалини, прожилки в



базальтах і туфах або відіграють роль цементу у вулканокластичних породах. Мідь відкладалась також в тріщинах спайності та на поверхні зерен мінералів, в тому числі на кластогенному кварці в плямах освітлення теригенних відкладів зорянських верств, горбашівської і бродівської світ, після чого місцями консервувалась кірками регенованого кварцу (рис. 6.10, 6.11). Закономірності мідної мінералізації зазначених відкладів ще добре не досліджені, однак сам факт наявності в них виділень самородної міді також свідчить про її епігенетичну природу.



Рис. 6.9. Самородна мідь розвивається в зальбанді прожилка і в периферії мигдалини, вповнених хлорит-сметитовими агрегатами серед базальтів нижнього покриву лучичівської світи (св. 4311, глибина 99,3 м)





Рис. 6.10. Виділення міді в плямах освітлення в бурих аргілітах бродівської світи (св. 4299, гл. 109,8 м). Діаметр керну – 70 мм



Рис. 6.11. Виділення самородної міді на теригенних зернах різнозернистих пісковиків бродівської світи (св. 4296, гл. 102,6 м). Збільшення пад бінокюляром – в 10 разів



## ВИСНОВКИ

Встановлення особливостей походження, будови, речовинного складу, та міденосності трапових комплексів нижнього венду у пд.-зх. частині ССП і визначення, на цій основі, критеріїв прогнозу їх самородномідного зруденіння виявляються в наступних висновках.

1. Нижньовендська трапова формація південно-західної частини ССП має гетерогенну будову і поділяється на петрогенетично відмінні трапові комплекси: західнобузький, верхньоприп'ятський, брестський і біловезько-подільський. У міденосному траповому розрізі Волині доцільно додатково виділяти лучичівську і забродівську світи (в складі останньої – зорянські та якушівські верстви), а в бабинській світі – три породні пачки, яким відповідають основні стратиформні горизонти самородномідного зруденіння. Серед них провідна роль належить розсіяно-вкрапленим рудам в шарах зеленоколірних туфів (горизонт 2А) і в потужних зональних покривах толеїтових базальтів (горизонти 2Б, 3А<sub>1</sub>, 3А<sub>2</sub>, 3А<sub>3</sub> верхньоприп'ятського трапового комплексу).

2. Виділені комплекси репрезентують окремі стадії вендського трапового магматизму, що проявився на південно-західній околиці ССП у зв'язку з функціонуванням мантійного плюму. У першу стадію із плюму, який виник у сублітосферній мантії, сталося виверження ультраосновних і основних магм західнобузького комплексу. У другу стадію були вивержені спеціалізовані на мідь толеїти верхньоприп'ятського і дацити брестського комплексів – продукти корової контамінації магм. В третю стадію із мантійного плюму, який поширився від краєм платформи, вилились титаністи плато-базальти і вторглись сили габро-долеритів біловезько-подільського комплексу, що спричинило розігрів палеогідротермальної системи в трапах, ремобілізацію елементної та рудогенез самородної міді в стратиформних покладах верхньоприп'ятського комплексу. Самородномідна мінералізація локалізувалась в цеолітовій, пренітовій та морденіт-халцедоновій зонах гідротермальних змін.



3. В досліджуваній траповій формації проявлена структурно-фаціальна зональність. Поперечні по відношенню до її загального простягання структурно-фаціальні зони (Біловезька, Брестсько-Волинська, Волино-Подільська, і Подільська) обумовленні активністю успадкованих тектонічних структур північно-східного напрямку, а поздовжні підзони (Західна, Центральна і Східна) контролюються активними в ранньому венді розломами північно-західного і субмеридіонального простягання. Ними визначаються металогенічне районування Волинського міднорудного району.

4. В будові трапових комплексів приймають участь в основному ареальні щитоподібні палеовулканічні споруди, складені зональними базальтовими і вулканокластичними покривами. Рудопрояви міді приурочені до найпотужніших частин цих споруд з найбільшою часткою базальтів в їхньому розрізі.

5. У деформаційній структурі трапів поряд з блоковими деформаціями суттєву роль відіграють плікативні деформації (горст-антикліналі, мульди, вали, монокліналі), які найбільше розвинуті у Волинському палеозойському піднятті. Структурні елементи Костопільсько-Лишнівської, Мінсько-Виживської і Горинської тектонічних зон а також Ратнівська, Теклінська, Оваднівська горст-антикліналі контролюють поширення стратиформного самородномідного зруденіння.

6. Трапи регіону за особливостями геологічної будови і комплексом стратиграфічних, петрографічних, петрохімічних, мінералогічних, структурно-тектонічних прогностичних факторів найперспективніші на поклади самородномідних руд у Волинському металогенічному районі (Центральна підзона Брестсько-Волинської структурно-фаціальної зони).



## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Авгитов А. К., Кириллов Г. И. Перспективы Волынского меденосного района в свете новых представлений о генезисе руд. *Мінерально-сировинна база чорних та кольорових металів. Стан і перспективи* : мат-ли наук.-техн. наради. К., 2002. С. 109–111.
2. Аксаментова Н. В. Тектоника фундамента. *Тектоника запада Восточно-Европейской платформы*. Мн., 1990. С. 13–24.
3. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза / Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М. и др. ; под ред. Г. М. Яценко, Д. С. Гурского. Киев : УкрГГРИ, 2002. 331 с.
4. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Золотухин В. В. Вещественная эволюция пермтриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве. *Петрология*. 2004. № 4. Т. 12. С. 339–353.
5. Аriskин А. А., Бармина Г. С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М. : Наука, 2000. 363 с.
6. Атлас «Геологія і корисні копалини України, масштаб 1 : 5 000 000» / Л.С. Галецький та ін. ; під ред. Л. С. Галецького. К. : ДП «Такі Справи», 2001. 168 с.
7. Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы / В. И. Гоньшакова и др. ; под ред. В. И. Гоньшаковой. М. : Недра, 1973. 294 с.
8. Брацлавський П. Ф., Шевченко О. М. Пояснювальна записка до комплекту держгеолкарт масштабу 1 : 200 000 аркушів М-35-XXVIII (Бар), М-35-XXXIV (Могилів-Подільський). К., 2008. 206 с.
9. Бернадська Л. Г. Вулканіти Ровенської області. Киев : Вид-во АН УССР, 1958. 40 с.
10. Бернадская Л. Г. Петрография пород трапповой формации Украины. Вопросы вулканизма. М. : Изд-во АН СССР, 1962.
11. Бирюлёв А. Е. О стратиграфии волынской серии (верхний докембрий) Волыни. *Сов. геология*. 1968. № 3. С. 45–51.
12. Бирюлёв А. Е. Распространенность продуктов вендского



вулканизма в юго-западной части Русской платформы. *Доклады АН СССР*. 1969. № 2. Т. 189. С. 366–368.

13. Блюмель В. О. О долерите Полтавской и траппе Волынской губерний. *Университ. изв.*, 1867. № 8.

14. Бордон В. Е., Себесевич В. А. О перспективности эффузивно-туфогенных отложений юго-запада Белоруссии на медь. *Пятая конференция геологов Прибалтики и Белоруссии*, (Вильнюс, 18–20 октября. 1968 г.) / Инст-т геол. Министерства геол. СССР ; науч. редак. А. А. Григялис и др. Вильнюс, 1968. С. 404–405.

15. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М. : Наука, 1974. 318 с.

16. Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских толщ западной части Русской платформы. *Сов. геол.* 1957. № 59. С. 3–24.

17. Букатчук П. Д., Венд Молдавии и Подольского Приднестровья. *Сов. Геология*. 1989. № 1. С. 50–54.

18. Великанов В. А., Асеева Е. А., Федонкин М. А. Венд Украины. К. : Наукова думка, 1983. 163 с.

19. Великанов В. А. Фазы магматизма и их соотношение с осадконакоплением в позднем докембрии (рифей-венд) Волино-Подоллии / В.А. Великанов, Л.В. Коренчук // *Геол. журн.* – 1997. – № 1-2. – С. 124-130.

20. Великанов В. А. Заїка-Новацький В. С., Ханисенко О. М. Волинська серія Поділля. *Вісник Київського університету. Сер. Геологія та геофізика*. 1971. № 12. С. 7–13.

21. Великанов В. Я. Проблемні питання стратиграфії венду України. *Геол. журнал*. 2009. № 3. С. 7–13.

22. Веретенников Н. В., Махнач А. С., Шкуратов В. И. Древнейшие образования платформенного чехла Беларуси. *Докл. НАН Беларуси*. 1998. № 3. Т. 42. С. 101–108.

23. Вік формування базальтів волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікрозондовим методом / Л. В. Шумлянський, П. Г. Андреассон, В. Г. Мельничук, К. І. Деревська. *Геохімія і рудоутворення*. 2006. № 24. С. 21–29.

24. Власов Б. Н. Верхний докембрий Волини : автореф. дис.



... канд. геол.-мин. наук : спец. 04.00.01. К., 1979. 22 с.

25. Классификация вулканогенных обломочных горных пород / В. И. Влодавец, Е. Ф. Малеев, В. П. Петров и др. М., Госгеолтехиздат. 1962.

26. Воловник Б. Я. Петрология и минералогия трапповой формации Вольно-Подоллии : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук : спец. 127. Львов, 1971. 16 с.

27. Воловник Б. Я. Трапповая формация Вольно-Подоллии. *Тектоника и стратиграфия*. 1975. Вып. 8. С. 28–33.

28. Галецький Л. С., Яковлев С. О., Чернієнко Н. М. Зміна ролі і значення мінерально-сировинного потенціалу України в сучасних умовах. *Національна безпека України: український вимір*. 2009. № 4 (23). С. 32–37.

29. Галецький Л. С., Шевченко Г. П. Планетарна геодинамічна система наскрізних рудоконцентруючих зон активізації (на прикладі Східноєвропейської платформи і Карпато-Балканського регіону). *Геол. Журнал*. 1998. № 1–2. С. 54–65.

30. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси / Р. Г. Гарецкий и др. ; под ред. Р. Г. Гарецкого. Мн. : ИГН НАН Беларуси, 2002. 166 с.

31. Генри Р. Обзор представлений о происхождении месторождений самородной меди. *Геол. журнал*. 1998. № 1–2. С. 54–65.

32. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:100 000 / под ред. Л. С. Галецького, В. Г. Пастухова. К. : ГГП Геолпрогноз, 1993.

33. Геологическая карта. Лист М-34-УІ (Владава), М-35-І (Камень-Каширский) : отчет Ратновской геологосъемочной партии Львовской экспедиции за 1961–1964 гг. / руковод. В. С. Анисимов ; испол. В. С. Анисимов и др. Львов, 1964. Инв. № 5. 560 с.

34. Геологічне, гідрологічне та біологічне різноманіття Полісся: збірник наукових праць Міжнародної науково-практичної конференції до 130-річчя від дня народження видатного польського дослідника Полісся Станіслава Малковського / за ред. К. І. Деревської, В. Г. Мельничука. Рівне : НУВГП, 2020. 309 с.



35. Геологическое строение кристаллического основания Львовского палеозойского прогиба / Г.М. Яценко, В.Н. Верниковский, Ю.Я. Дяченко, Л.Й. Фильштинский. *Советская геология*. 1973. № 5. С. 96–104.
36. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. ; под ред. А. С. Махнача, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева. Мн. : Инст. геол.наук НАН Беларуси. 2001. 815 с.
37. Геология и рудоносность Норильского района / О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин и др. М. : Наука, 1988. 276 с.
38. Геологічна будова і корисні копалини верхів'я р. Прип'ять : звіт про групову геологічну зйомку масштабу 1 : 50 000 з загальними пошуками на території аркушів М-35-2-В; -2-Г; -3-В; -14-А; -14-Б; -15-А / Рівненська ГЕ ; керівн. Ф. О. Гречко; викон. Ф. О. Гречко, В. Г. Мельничук та ін. Рівне, 2005. Інв. № 432.
39. Геологічна будова і корисні копалини верхів'я р. Прип'ять : звіт про геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000 та підготовка до видання комплекту Держгеолкарти-200 території аркушів М-34-УІ (Владава), М-35-І (Камінь-Каширський) в межах України / Рівненська ГЕ ; керівн. Ф. О. Гречко; викон. Ф. О. Гречко, В. Г. Мельничук та ін. Рівне, 2008.
40. Геологічна будова та корисні копалини середньої течії р. Стир : звіт про геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000 та підготовка до видання комплекту Держгеолкарти-200 території аркуша М-35-УІІІ / Рівненська ГЕ ; керівн. В. Г. Зелінський; викон. В. Г. Зелінський, Ю. Д. Харчишин, В. Г. Мельничук та ін. Рівне, 2007. 650 с.
41. Геолого-структурний аналіз території Волинського рудного району з метою визначення контролю і прогнозу промислового мідного зруденіння : звіт про тематичні дослідження / ПДРГП «Північгеологія» ; керівн. В. Л. Приходько, Л. М. Шимків; викон. В. В. Матеюк, В. Г. Мельничук та ін. К., 2008.
42. Геотектоника Вольно-Подолли / И. И. Чебаненко,





- И. Б. Вишняков, В. И. Власов и др. ; отв. ред. И. И. Чебаненко. АН УССР. Ин-т геол. наук. К. : Наукова думка, 1990. 244 с.
43. Глевасская А. М., Михайлова Н. П., Кравченко С. Н. Палеомагнетизм волынской и могилев-подольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы. *Геофизический журнал*. № 2. 2000. С. 3–18.
44. Глевасская А. М., Кравченко С. Н. Петромагнетизм траппов Вольно-Подолии и поисковые критерии медного оруденения. *Петрофизика рудных месторождений* : всесоюзный научно-технический семинар МГ СССР. Ленинград, 1990. С. 70–72.
45. Глевасская А. М., Кравченко С. Н. Палеомагнитное обоснование стратификации и тектонической позиции вендских траппов Вольни. Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень : матеріали III науково-виробничої наради геологів зйомщиків України, (Рівне, 8–12 вересня 2005 р.). К., 2005. С. 90–92.
46. Глевасская А. М., Кравченко С. Н., Косовский Я. А. Магнитостратиграфия трапповой формации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. *Геофизический журнал*. 2006. № 5. Т. 28. С. 121–130.
47. Глубинное геологическое картирование / П. А. Литвин, М. Б. Рыбаков, М. Л. Сахновский и др. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 / Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-т. Л. : Недра, 1981. Вып. 7. 280 с.
48. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 территории листа М-35-VII (Ковель) и восточной части листа М-34-XII (Хелм) : отчет ГСО-3 за 1985-1990 гг. / Ровенская ГРЭ ; руковод. В. Ф. Судовцев; исполн. В. Ф. Судовцев и др. Ровно, 1990. Инв. № 344.
49. Глубинное геологическое картирование м-ба: 1 : 200000 территории листа М-35-I (К. Каширский) и Восточной части листа М-34-VI (Влодава) : отчет Ратновской ГСП – 4 за 1983 – 1988 г. в 10 кн. / Ровенская ГРЭ ; руков. В. Л. Приходько; исполн. В. Л. Приходько и др. Ровно, 1988. 929 с. Инв. № 312.
50. Глушко В. В. Структури південно – західного краю Східно-Європейської платформи та їх зв'язок з





пізньопротерозойською і фанерозойською рухливими смугами. *Геол. журнал*. 1995. № 3–4. С. 7–13.

51. Гойжевський А. А. Северо-Украинская горстовая зона. *Геотектоника*. 1975. № 3. С. 27–35.

52. Гоньшакова В. И. Трапшовая формация Юго-Восточной части Сибирской платформы. *Петрография Восточной Сибири*. Л., 1962. Т. 1. С. 118–207.

53. Гоньшакова В. И. Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните и палагонитовых миндалекаменных диабазах западной части Вилуйской впадины. *Изв. Акад. наук СССР. Серия геолог.* 1956. № 4. С. 109–116.

54. Гордиенко В. В. Трансевропейская зона современной активизации. *Геол. журнал*. 1996. № 3–4. С. 48–51.

55. Горнятко У. Мінералого-геохімічні особливості гідротермальних змін трапових утворень венду Волині / У. Горнятко, Скакун Л., Мельничук В. *Природа західного Полісся та прилеглих територій* : мат-ли наук.-практ. конф., (Луцьк, 22–24 вересня 2005 р.). Луцьк, 2005. С. 8–11.

56. Грачев А. Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик. *Петрология*. 2003. № 6. Т. 11. С. 618–654.

57. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 с общими поисками территории листов М-35-1-В,Г; -13-А,Б,В,Г за 1988–1992 гг. : отчет ГСО-4 / Ровенская ГРЭ ; руковод. Я. А. Косовский; испол. Я. А. Косовский и др. Ровно, 1992. Инв. № 364.

58. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 территории листов М-35-15-Г, М-35-16-В, М-35-28-А,В,Г, М-35-29-В : отчет ГСП-2 за 1983-196-88 гг. / Ровенская ГРЭ ; руковод. И. С. Гарбуз; исполн. Гарбуз И. С. и др. Ровно, 1988. Инв. № 320.

59. Гарбуз И. С., Гурин В. А., Мельничук В. Г. Програма розвитку та промислового освоєння мінерально-сировинних ресурсів Рівненської області на період до 2010 року. *Вісник НУВГП* : зб. наук. пр. Рівне, 2007. Вип. 2(38). С. 331–351.



60. Гурський Д. С., Приходько В. Л., Білоус В. В. Самородна мідь України / *Мін. ресурси України*. 1995. № 1. С. 6.
61. Гурський Д. С., Сіроштан Д. Р. Поточний стан світового ринку міді та перспективи розбудови власної мінерально-сировинної бази самородномідної мінералізації Волинського рудного району України / *Мінеральні ресурси України*. 2009. № 2. С. 16–26.
62. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. М-35-ХУІІІ (Рава-Руська), М-35-ХІІІ (Червоноград), М-35-ХІХ (Львів). Київ, 2004.
63. Деревська К. І., Безугла М., Август Ч. Закономірності розміщення самородномідної та супутньої мінералізації в межах Рафалівської рудоносної площі. *Наукові праці ін-ту фундаментальних досліджень*. К. : Знання України, 2002. С. 37–44.
64. Деревська К. І., Шумлянський В. О., Галецький С. Л. Геолого-генетична модель рудоутворюючої системи і пошукові ознаки самородномідного зруденіння в трапах Волині. *Наукові праці ін-ту фундаментальних досліджень*. К. : Знання України, 2002. С. 74–85.
65. Деревська К. І. Палеогеотермальний режим літогенезу та гіпогенного рудоутворення в межах Балтійсько-Дністровської перикратонної зони прогинів в рифеї-фанерозі : автореф. дис. ... д-ра геол. наук : 04.00.21. К., 2008. 36 с.
66. Температурний режим формування мідної мінералізації в трапах Волині / К. І. Деревська, М. В. Безугла, В. Я. Радзивіл та ін. *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень*. К. : Знання України, 2001. С. 58–67.
67. Дерябин Н. И. Рудоконтролирующие флюидизитовые зоны. К. : ИГН НАНУ, 2005. 221 с.
68. Дерябин Н. И. Закономірності розвитку структур и локалізація самородної міді на Волині. *Наук. вісн. Волинського Державного університету ім. Л. Українки*. 2004. № 1. С. 38–41.
69. Детальная разведка Иванчинского месторождения базальтов во Владимирецком районе Ровенской области УССР : отчет / Ровенская ГРЭ ; руковод. В. В. Чебаненко, исполн.



В. В. Чебаненко и др. Ровно, 1989. Инв. № 391.

70. Евсеев Г. Ф. К стратиграфии доготландского палеозоя Подолии / *Уч. зап. Харьк. ун-та*. 1953. № 12. С. 67–81.

71. Ємець О. В., Пересадько М. П. Геохімічні особливості благороднометального зруденіння та умови формування самородномідних руд в неопротерозойських трапах Волині. *Пошукова та екологічна геохімія*. 2006. № 5. С. 10–16.

72. Ємець О. В., Лугова І. П. Геохімічні особливості та генезис преніт-пумпеліт-вайракіт-ломонтитової асоціації рудопрояву міді Жиричі (Волинь, Україна) / *Мін. журнал*. 2006. № 1. С. 47–57.

73. Ємець О. В. Геохімія та мінералогія мідного та золото-поліметалічного зруденіння в геологічних структурах Передсудеття та обрамлення Українського щита : автореф. дис. ... д-ра геол. наук : 04.00.02 «Геохімія», 04.00.20 «Мінералогія, кристалографія». К., 2008. 35 с.

74. Загальна пояснювальна записка (у трьох частинах) до комплекту карт «Геологія і корисні копалини України» масштабу 1:1000 000. К. : УкрДГРІ, 2003. 368 с.

75. Зингерман А. Я. Меденосность туфогенных образований берестовецкого горизонта вольнской серии на юге БССР. *Твердые полезные ископаемые БССР* / Инст. геохим. и геофиз. АН БССР ; под ред. А. С. Махнач и др. Мн., 1970. С. 42–44.

76. Зиновенко Г. В. Палеоокеан Япетус и корреляция геологических событий на западе Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*. 1994. № 1. С. 107–117.

77. Зиновенко Г. В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий / под ред. Р. Г. Гарецкого. Мн. : Наука и техника, 1986. 212 с.

78. Зиновенко Г. В. Основные закономерности размещения вулканогенно-осадочных толщ на территории Подляско-Брестской впадины / *Изв. АН СССР*. 1976. № 3. С. 61–66.

79. Знаменская Т. А., Чебаненко И. И. Блоковая тектоника Вольно-Подолии. К. : Наукова думка, 1985. 155 с.

80. Знаменская Т. А., Чебаненко И. И. Об отражении разломно-блоковой тектоники фундамента Вольно-Подольской



синеклизы в строении ее осадочного покрова и рельефе / Докл. АН УССР. 1979. № 12. С. 996–999.

81. Знаменская Т. А., Коренчук Л. В., Приходько В. Л. Палеотектонические условия формирования волинской серии Волыно-Подоллии. *Геологический журнал*. 1990. № 3. С. 133–140.

82. Изоляция радиоактивных отходов в недрах Украины (проблемы и возможные решения) / В. М. Шестопалов, Ю. Ф. Руденко, Э. В. Собонович и др. К. : НАНУ, 2006. 398 с.

83. Изучение траповой формации западной окраины Русской платформы и ее эндогенной минерализации за 1967–1970 гг. : отчет по теме / Ровенская ГРЭ ; руковод. Б. Я. Воловник; испол. Б. Я. Воловник и др. К., 1970.

84. Источник минералообразующего флюида в рудопроявлении меди Жиричи (Волянь, Украина) по изотопным данным для алюмосиликатов кальция / Луговая И. П., Емец А. В., Проскурко Л. И., Мороз В. С. *Сб. тез. XVIII симпозиума по геохимии изотопов*. М., 2007. С. 165–166.

85. Каталог химических анализов платформенных дайковых и вулканогенных пород Украины / Инст. геохим. и геофиз. минер. АН УССР ; под ред. В. Н. Бугаенко и др. Киев : Наукова думка, 1988. 156 с.

86. Квасниця І. В. Кристалогенез самородної міді України : автореф. дис. ... канд. геол. наук : 04.00.20. Львівський нац. ун-т. Львів, 2006. 39 с.

87. Квасниця В. М., Квасниця І. В., Косовський Я. О. Самородне срібло з вендських вулканітів Волині. *Мінерал. журнал*. Львів, 2004. № 4. Т. 26. С. 10–18.

88. Квасниця І. В., Павлишин В. І., Косовський Я. О. Самородна мідь України: геологічна позиція, мінералогія, і кристалогенезис. К. : Логос, 2009. 171 с.

89. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Е. Д. Андреева, В. А. Баскина, О. А. Богатиков и др. ; под ред. Е. Д. Андреевой. М. : Недра, 1981. 160 с.

90. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических



наук ; под ред. С. В. Ефремова. М. : Недра, 1997. 248 с.

91. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов / В. И. Коваленко и др. *Петрология*. 2007. № 4. Т. 15. С. 361–396.

92. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Дж. Р. Интерпретация изверженных горных пород. М. : Недра, 1982. 414 с.

93. Компанець Г. С., Ковальчук М. С. Літологія і міденосність відкладів дністровської серії нижнього девону Львівського палеозойського прогину. *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень* : зб. наук. пр. К. : Знання, 1999. С. 83–95.

94. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500000 : пояснювальна записка / А. С. Войновський, Л. В. Бочай, С. В. Нечаєв та ін. К., 2003. 335 с.

95. Косовський Я. О., Косовська О. П. До мінералогії трапів Волино-Поділля. Проблемні питання геологічної освіти і науки на порозі ХХІ століття : мат-ли. наук. конф., присвяченої 60-річчю геологічного ф-ту Львівського нац. ун-ту ім. І. Франка. Львів, 2005. С. 53–54.

96. Косовський Я. О., Мельничук В. Г. Благороднометальне зруденіння в ефузивних трапах Волині. Природа західного Полісся : зб. наук. пр. ВДУ. Луцьк : РВВ «Вежа», 2004. С. 10–14.

97. Котык В. А., Марковский В. М., Маковская И. А. Верхнепротерозойские отложения западных областей Украины по данным глубокого бурения. *Тектоника и стратиграфия*. 1976. № 2. С. 61–74.

98. Кочкин Б. Т. Об объективности экспертных методик выбора места для захоронения радиоактивных отходов. *Геоэкология*. 1998. № 1. С. 48–53.

99. Красовский В.Ф. Самородная медь в базальтах верхнего докембрия Белоруссии как показатель физико-химических условий поствулканических процессов. *Вещественный состав и происхождение горных пород кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики* / Инст. геохим. и геофиз. АН БССР ; под ред. А. С. Махнача и др. Мн., 1986. С. 105–115.



100. Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. К. : Наукова думка, 1956. 193 с.
101. Крещук П. П. Про пограничну товщу між волинською і могилів-подільською серіями венду Волині. *Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень* : мат-ли третьої наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України, (Рівне 8–12 вересня 2005 р.). К., 2005. С. 152–154.
102. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. К. : УкрДГРІ, 2001. 144 с.
103. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М. : Недра, 1964. 387 с.
104. Кузьменкова О. Ф. Геохимия трапповой формации венда Беларуси : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук : 25.00.09. Минск, 2009. 254 с.
105. Медная минерализация в вулканогенной толще венда Беларуси / О. Ф. Кузьменкова, Н. В. Веретенников, А. А. Носова, В. А. Котляров. *Мідь Волині* : наукові праці Інституту фундаментальних досліджень ; під ред. Л. В. Шумлянського. Київ : Знання, 2006. С. 171–178.
106. Кузьменкова О. Ф., Носова А. А., Веретенников Н. В. Минералогия и петрогенезис вендских базальтов и долеритов Беларуси. *Літасфера*. 2008. № 1(28). С. 76–95.
107. Кузьменкова О. Ф. Петрография магматических пород венда Беларуси. *Літасфера*. 2007. № 2(27). С. 81–95.
108. Лазаренко Є. К., Воловник Б. Я. Нові дані про будову вулканогенної товщі Волинської серії західної окраїни Руської платформи. *Геол. журнал*. 1969. Вип. 1. Т. 29. С. 11–21.
109. Легенда к государственной геологической карте Украины масштаба 1:200000 Вольно-Подольской серии листов : отчет тематической группы за 1993-95 гг./ Ровенская ГРЭ ; руковод. В. В. Матеюк; исполн. В. В. Матеюк и др. Ровно, 1995. Инв. № 389.
110. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии : в 2 т. М. : Наука, 1971. Т. 1. 480 с.
111. Магматические горные породы. Классификация.



Номенклатура. Петрографія / Андреева Е. Д. и др. ; под ред. В. И. Гоньшаковой. М. : Наука, 1983. 160 с.

112. Матковський О., Павлишин В., Сливко Є. Основи мінералогії України. Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франко, 2009. 856 с.

113. Матеюк В. В., Мельничук В. Г. Досвід вивчення базальтових потоків в трапах Волині при геологічній зйомці та пошуках родовищ самородної міді. *Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти – 2000* : мат-ли І-ої науково-виробничої наради геологів зйомщиків України, (Гурзуф, 17–22 вересня 2001 р.). К., 2001. С. 168–170.

114. Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск : Наука и техника, 1970. 233 с.

115. Махнач А. С., Веретенников Н. В., Аксаментова Н. В. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси. *Літасфера*. 2005. № 1 (22). С. 36–43.

116. Медведев А. П. Природа доальпийской структуры Вольно-Подольи и смежных регионов. К. : Наукова думка, 1979. 80 с.

117. Медно-цеолитовая минерализация в базальтовых туфах на западном склоне Украинского щита и природа минерализующих растворов / В. А. Шумлянский, Е. И. Деревская, Е. Д. Сингаевский, Н. С. Черникова. *Геохимия* : докл. АН Украинской ССР. 1991. № 9. С. 140–143.

118. Мельничук В. Г. Біловезько-подільський траповий комплекс нижнього венду та його міденосність. *Геол. журнал*. 2009. № 4. С. 59–68.

119. Мельничук В. Г., Новосад Я. О. Базальтові туфи Волино-Поділля – потенційний об'єкт захоронення радіоактивних відходів (РАВ). *Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи* : мат-ли наук. конф. присвяченої 55-річчю геологічного ф-ту Львівського нац. ун-ту, (Львів, 14–15 грудня 2000 р.). Львів, 2000. С. 141–142.

120. Мельничук В. Г. Геологія та міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної



частини Східноєвропейської платформи : автореф. дис. ... д-ра геол. наук. К., 2010. 36 с.

121. Мельничук В. Г. Верхньоприп'ятський траповий комплекс нижнього венду та його міденосність. *Геол. журнал*. 2009. № 3. С. 14–22.

122. Мельничук В. Г., Матеюк В. В., Новосад Я. О. Вертикальна петрологічна неоднорідність і мідноносність потоку базальтів волинської серії (Лукувсько-Ратненська горстова зона). Вісник РДТУ : зб. наук. пр. Рівне, 1999. Вип. 2. Ч. 1. С. 168–173.

123. Мельничук В. Г., Поліщук А. М., Мельничук Г. В. Вулканічні туфи в трапах Волино-Поділля як альтернативний об'єкт для захоронення радіоактивних відходів. *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень* : зб. наук. праць. К. : Логос, 2007. Вип. 12. С. 162–168.

124. Мельничук В. Г. Гідротермальна мінералогічна зональність та метаморфізм в міденосних трапах нижнього венду Волино-Подільської плити. *Мінерал* : зб. ЛНУ. 2005. № 55. Вип. 2. С. 131–142.

125. Мельничук В. Г. Еволюційна модель ранньовендського трапового магматизму в південно-західній частині Східноєвропейської платформи. *Геол. журнал*. 2010. № 1. С. 77–85.

126. Мельничук В. Г., Мельничук Г. Схема металогенічного районування міденосних трапів нижнього венду Волині. *Геологічне, гідрологічне та біологічне різноманіття Полісся* : зб. наук. праць Міжнародної науково-практичної конференції до 130-річчя від дня народження видатного польського дослідника Полісся Станіслава Малковського ; за ред. К. І. Деревської, В. Г. Мельничука. Рівне : НУВГП, 2020. С. 101–105.

127. Мельничук В. Г. Західнобузький траповий комплекс та його міденосність. *Геол. журнал*. 2009. № 1. С. 42–49.

128. Мельничук В. Г., Матеюк В. В., Косовський Я. О., Федорчук М. В. Міденосні лавобрекції в трапах Волині. *Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи* : мат-ли наук. конф. присвяченої 55-річчю геологічного ф-ту Львівського нац. ун-ту, (Львів, 14–15 грудня 2000 р.). Львів, 2000. С. 115–116.





129. Мельничук В. Г. Мінералогічні критерії міденості вендських трапів Волино-Поділля. *Мінералогія* : зб. ЛНУ, 2008. № 58. Вип. 1–2. С. 134–142.
130. Мельничук В. Г. Мінеральні ресурси трапової формації Волині. *Природні ресурси Волині. Результати фундаментальних досліджень (1993–2003 рр.)* : мат-ли наук. конф., (Луцьк, 23–24 травня 2004 р.). *Наук. вісник ВДУ*. Луцьк, 2004. № 1. С. 90–92.
131. Мельничук В. Г. Морфотипи самородномідного зруденіння в трапах Волині і оцінка їх перспективності. *Мінеральні ресурси України*. 2009. № 1. С. 15–20.
132. Мельничук В. Г., Іванченко К. В., Міхницька Т. П. Нові верстви у складі ратненської світи нижнього венду Волині та їх мікропалеофітологічна характеристика. *Викопна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспект* : зб. наук. пр. ІГН України. К., 2009. С. 26–29.
133. Мельничук В. Г. Обґрунтування пропозицій щодо внесення змін до стратиграфічної схеми нижньовендських утворень (лапландський горизонт) України. *Тектоніка і стратиграфія*. 2009. С. 68–75.
134. Мельничук В. Г. Палеовулканологічні реконструкції в трапах Волині при ГДП-200. *Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита* : мат-ли IV науково-виробничої наради геологів зйомщиків України, (Кривий Ріг, 26–28 вересня 2007 р.). К., 2007. С. 204–206.
135. Мельничук В. Г. Петрохімічна модель трапового магматизму Волині. *Актуальні питання вивчення і картування осадових комплексів складчастих областей та платформеного чохла України. Картування прикордонних територій* : мат-ли II науково-виробничої наради геологів-зйомщиків України, (Світлодарськ, 8–13 вересня 2003 р.). К., 2003. С. 144–145.
136. Мельничук В. Г., Косовський Я. О., Матеюк В. В. Петрохімічні критерії міденості нижньовендських трапів Волині. *Актуальні проблеми геохімії, фізики, мінералів, петрології та рудоутворення в ІГМР НАН України* : мат-ли наук. конф., (Київ, 19–20 лютого 2009 р.). К., 2009.



137. Мельничук В. Г. Петрохімічні особливості базальтів волинської серії (Лукувсько-Ратненська горстова зона). *Українське Полісся: вчора, сьогодні, завтра* : зб. наук. пр. ВДУ. Луцьк : Надстир'я, 1998. С. 110–111.
138. Мельничук В. Г. Порівняльна характеристика Волинського та Мічиганського міднорудних районів. *Геол. журнал*. 2008. № 3. С. 58–64.
139. Мельничук В. Г. Порівняльна характеристика Волинського та Мічиганського міднорудних районів. *Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень* : мат-ли III наук.-виробн. наради геологів зйомщиків України, (Рівне, 8–12 вересня 2005 р.). К., 2005. С. 183–187.
140. Мельничук В. Г., Матеюк В. В., Косовський Я. О. Ретроспективна модель формування міднорудних лавобрекчій в трапах Волино-Поділля (на прикладі лавобрекчій кар'єру «Іванчі»). *Україна та глобальні процеси: географічний вимір* : мат-ли. I всеукр. географ. з'їзду, (Луцьк, 20–23 черв. 2000 р.). К.–Луцьк : «Вежа», 2000. Т. 2. С. 124–127.
141. Мельничук В. Г., Косовський Я. О. Стратиграфічна неоднорідність та розчленування ратненської світи в міденосних трапах нижнього венду на Волині. *Природа західного Полісся та прилеглих територій* : зб. наук. пр. ВДУ. Луцьк : РВВ «Вежа». 2004. С. 4–9.
142. Мельничук В.Г. Стратиграфічні чинники мідноносності нижньовендських трапів Волині (Прип'ятський вал). *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2008. № 1. С. 50–58.
143. Мельничук В. Г. Тектоника и происхождение Гармского кристаллического массива (Южный Тянь-Шань) : автореф. дис. ... канд. геол.-мін. наук : 0.4.00.04. Москва, 1988. 24 с.
144. Мельничук В. Г. Оцінка придатності туфової товщі в нижньовендських трапах Волино-Подільської плити для захоронення радіоактивних відходів. *Вісник КНУ ім. Т.Г. Шевченка. Геологія*. 2010. С. 107–113.
145. Мельничук В. Г. Товща цеоліт-сметитових туфів в нижньовендських трапах південно-західної частини Східноєвропейської платформи, їх походження та перспективи використання. *Сучасні проблеми літології та мінералогії*



осадових басейнів України та суміжних територій : матеріали міжнародної конференції. Зб. наук. пр. ІГН НАН України. К. : 2008. С. 104–112.

146. Мельничук В. Г. Цеоліт-сметитові вулканічні туфи Рівненщини та перспективи їх господарського використання. *Вісник УДУВГП* : зб. наук. пр. Рівне, 2002. Вип. 5(18). Ч. 1. С. 107–114.

147. Металічні корисні копалини України / під. ред. В. А. Михайлова. К. : Київський університет, 2007. 463 с.

148. Металічні і неметалічні корисні копалини України : в 2 т. / Д.С. Гурский, К.Ю. Єсипчук, В.І. Калінін та ін. *Металічні корисні копалини*. Київ-Львів : Центр Європи, 2005. Т. 1. 785 с.

149. Михницкая Т. П. Геологическое развитие платформенной части территории Украины в рифее. *Геол. журнал*. 2002. № 3. С. 86–91.

150. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М. : Мир, 1976. 535 с.

151. Міденосні лавобрекчії в неопротерозойських трапах Волині та механізм їх утворення / В. Г. Мельничук, В. Л. Приходько, Я. О. Косовський, В. В. Матеюк. *Вісник КНУ ім. Т.Г. Шевченка. Геологія*. 2004. Вип. 31–32. С. 89–92.

152. Мідь Волині : наукові праці Інституту фундаментальних досліджень ; відп. редактор В.О. Шумлянський. К. : Знання України, 2002. 111 с.

153. Мідь Волині : наукові праці Інституту фундаментальних досліджень / за ред. Л. В. Шумлянського. Киев : Знання, 2006. 200 с.

154. Мікрофосилії венду Волині та їх стратиграфічне значення / К. В. Іванченко, Т. П. Міхницька, В. В. Матеюк та ін. *Геол. журнал*. 2004. № 4. С. 44–52.

155. Мінералогія вивержених комплексів західної Волині / Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський, О. М. Винар та ін. ; за ред. Э. К. Лазаренко. Львів, 1960. 509 с.

156. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М. : Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

157. Нагорный М. А. История развития южной части Вольно-Оршанско-Крестцовского палеопргиба. *Тектонические*



*исследования в Белоруссии*. Минск : Наука и техника, 1983. С. 30–42.

158. Наукове супроводження робіт з вивчення і освоєння золоторудних і кольорово-металевих родовищ України. Книга 5. Кольорово-металеве зруденіння (мідь, молібден, вольфрам) : звіт про науково-дослідну роботу / УкрДГРІ, Кримське відділення ; керівн. А. К. Авгітов ; викон. : А. К. Авгітов та ін. Сімферополь, 2003. – 103 с.

159. Нестеренко Г. В., Тихоненков П. И., Гужова А. В. Пикритобазальты – продукт ранней кристаллизации толеитового расплава (Сибирская платформа). *Геохимия*. 1990. № 10. С. 1419–1425.

160. Нечаев С. В. Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы. К. : Наукова думка, 1978. 192 с.

161. Нові стратони в міденосних вендських трапах Волині / В. Г. Мельничук, Я. О. Косовський, В. В. Матеюк, П. П. Крешук. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2007. № 4. С. 26–37.

162. Носова А. А. Петрология позднекембрийского и палеозойского внутриплитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 25.00.04. ИГЕМ РАН. М., 2007. 58 с.

163. Носова А. А., Веретенников Н. В., Левский Л. К. Природа мантийного источника и особенности коровой контаминации неопротерозойских траппов волинской провинции (Nd- и Sr-изотопные и ISP-MS- геохимические данные). *Доклады РАН*. 2005. Т. 400. № 4. С. 1–5.

164. Носова А. А., Кузьменкова О. Ф., Веретенников Н. В. Неопротерозойская Волыньско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны. *Петрология*. 2008. № 2. Т. 16. С. 115–147.

165. Носова А. А., Кузьменкова О. Ф., Веретенников Н. В. Основные типы пород неопротерозойской Волыньско-Брестской магматической провинции, их пространственно-временное распределение и генезис. *Мідь Волині* : наукові праці Інституту



фундаментальных досліджень ; під ред. Л. В. Шумлянського. Київ : Знання, 2006. С. 29–39.

166. Носова А. А. Кузьменкова О. Ф., Веретенников Н. В. Особенности плюм-литосферного взаимодействия при формировании неопротерозойской Волыньско-Брестской магматической провинции на юго-западе Восточно-Европейского кратона. *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли* : мат-лы Международной науч. конф. Екатеринбург, 2007. С. 228–232.

167. О стратиграфическом положении вулканических пород Подолии и Молдавии / В.С. Заика-Новацкий, П.Д. Букатчук, В.А. Великанов, Е.Я. Жовинский. *Материалы по геологии гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Молдавии, Казахстана, Забайкалья*. 1968. № 4. С. 36–40.

168. Одержання палеомагнітних і магнітно-мінералогічних критеріїв ідентифікації лавових потоків трапової формації та наявність Си-мінералізації: звіт про НДР за договором № 16/01 / НАНУ інститут геофізики ім. С. І. Суботіна ; керівн. А. М. Глеваська; викон. А. М. Глеваська та ін. К., 2004.

169. Опыт извлечения самородной меди из базальтовых лавобрекчий Волыни и закономерности ее распределения при различном гранулометрическом составе / А. Ф. Булат, В. П. Надутый, В. Г. Мельничук, В. В. Матеюк. *Природа Західного Полісся та прилеглих територій* : зб. наук. пр. Луцьк : РВВ: Вежа ВДУ, 2006. № 3. С. 16–18.

170. Отчет ГСО-83 «Геологическое доизучение территории листов М-35-16-Г; М-35-17-В; М-35-28-Б; М-35-29-А в масштабе 1:50 000» за 1989–1997 гг. / Ровенская ГРЭ ; руковод. И. С. Гарбуз; исполн. И. С. Гарбуз и др. Ровно, 1994. Инв. № 376.

171. Отчет о глубинном геологическом картировании листа М-35-II (Любешов) и северо-восточной части листа М-35-VIII масштаба 1:200 000 за 1978–1980 гг. / Ровенская ГРЭ ; руковод. В. Ф. Судовцев ; исполн. В. Ф. Судовцев и др. Ровно, 1980. 363 с. Инв. № 87.

172. Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 200 000 территории листа М-35-XXI (Хмельницкий) за 1981–1985 гг. / Ровенская ГРЭ ; руковод. В. Я. Иванченко; исполн.



В. Я. Иванченко и др. Ровно, 1985. 323 с.

173. Отчет о проведении глубинного геологического картирования среднего (менее 1 : 200 000) масштаба территории листа М-35-ХУ (Ровно) за 1980–1984 гг. / Ровенская ГРЭ ; руковод. В. Ф. Судовцев; исполн. Судовцев В. Ф. и др. Ровно, 1984. Инв. № 251.

174. Отчет о результатах поисково-съёмочных работ на медь, проведенных в пределах Брестской впадины (Каменецкий р-н. Брестской обл., БССР) в 1969–1972 гг. (Высоковский объект) / Белорусская ГРЭ ; руковод. М. Г. Левый; исполн. М. Г. Левый, М. П. Гутников, Г. И. Соловьев. Слуцк, 1972.

175. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ на медь, выполненных в пределах Волыно-Подоллии в 1963–1964 гг. / Львовская ГЭ ; руковод. А. Е. Бирюлёв ; исполн. А. Е. Бирюлёв, А. В. Бирюлёва. Львов, 1965. 216 с. Инв. № 7.

176. Оценка и подсчет прогнозных ресурсов полезных ископаемых Волыно-Подоллии : отчет по теме за 1989–1992 гг.) / Ровенская ГРЕ ; руков. Матеюк В. В.; испол. В. В. Матеюк и др. Ровно, 1992. Инв. № 362.

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

178. Петрографічний кодекс України. К., 1999. 81 с.

179. Пирокластические породы Украины / Б. Я. Воловник, С. Я. Жовінський, П. Д. Букатчук та ін. К. : Наукова думка, 1977. 83 с.

180. Покровский Б. Г. Корочная контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М. : Наука, 2000. 228 с.

181. Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Ленинград, 1991. 271 с.

182. Пошуки родовищ міді в межах рудопроявів Волинського рудного району і пошуково-оцінювальні роботи на Рафалівській площі за 1991–2008 рр. : звіт Рівненської геологічної експедиції по титулу 100 / Рівненська ГЕ ; керівн. М. І. Жуйков, викон. М. І. Жуйков, В. Г. Мельничук та ін. Рівне, 2008.



183. Приходько В. Л. Возможности комплексования дистанционных и традиционных геологических методов под час поисков родовищ самородной меди. *Мінеральні ресурси України*. 2003. № 4. С. 28–30.
184. Приходько В. Л., Михницкая Т. П., Рябенко В. А. Палеоструктуры траппового вулканизма Луковско–Ратновской горстовой зоны и перспективы поисков богатых концентраций самородной меди. *Мінеральні ресурси України*. 2006. № 3. С. 7–11.
185. Приходько В. Л. Перебудова структурного плану та етапи траппового вулканізму Волино-Поділля в пізньому протерозої : автореф. дис. ... канд. геол. наук : 0.4.00.01. К., 2005. 31 с.
186. Приходько В. Л., Косовский Я. А., Иванов И. Н. Перспективы меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратненской горстовой зоны. *Геол. журнал*. 1993. № 4. С. 138–143.
187. Приходько В. Л., Приходько М. В. Трапова формація Волині та самородномідне зруденіння. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2005. № 1. С. 101–109.
188. *Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень* : путівник геологічних екскурсій до III науково-виробничої наради геологів зйомщиків України / В. В. Матеюк, І. М. Іванів, В. Г. Мельничук та ін. К., Рівне : ДГСУ, 2005. 34 с.
189. Пучков В. Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование* ; под ред. Н. П. Юшкина, В. Н. Сазонова. Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2007. С. 23–51.
190. Радзивилл А. Я., Радзивил В. Я. О структурном положении очагов вендского вулканизма Волино-Подоллии. *Геол. журнал*. 2004. № 4. С. 36–43.
191. Радзівіл В. Я. Структури платформного чохла Волино-Поділля. *Геол. журнал*. 2009. № 3. С. 28–40.
192. Радзивилл А. Я. Краевые системы Украинских Карпат и Пра-Карпат. *Тектоника и стратиграфия*. 1975. № 8. С. 10–20.
193. Рифей и венд Белоруссии / А. С. Махнач, В. И. Веретенников, В. И. Шкуратов, В. Е. Бордон ; под ред. ак. АН



БССР А. С. Махнача. Минск : Наука и техника, 1976. 360 с.

194. Рябенко В. А., Міхницька Т. П. Рифей України. К. : ІГН НАНУ, 2000. 180 с.

195. Савченко Н. А. Трапповая формация рифея-нижнего палеозоя (венда) Припятского вала и западного склона Украинского щита. *Базит-гипербазитовый магматизм и минералогения юга Восточно-Европейской платформы*. М. : Недра, 1973. С. 138–151.

196. Самородне золото Західної Волині / І. В. Квасниця, Я. О. Косовський, В. Г. Мельничук, В. В. Матеюк. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2009. Т. 6. С. 92–99.

197. Семененко М. П., Савченко Н. А., Клушин В. И. Прип'ятський вал (глибинна структура, магматизм, металоносність). К. : Наукова думка, 1976. 176 с.

198. Скакун Л., Ткачук А., Мельничук В. Типи цеолітових асоціацій в гідротермальних утвореннях волинської серії. *Мінерал. зб. ЛНУ*. 2003. № 53. Вип. 1–2. С. 4–13.

199. Составление стратиграфической схемы и легенды Вольно-Подольской плиты: отчёт по теме за 1986–1989 гг. Тит. 61/86 / Ровенская ГРЭ ; руковод. Б. Я. Воловник; испол. Б. Я. Воловник и др. К., 1989.

200. Стратиграфическая схема нижневендских образований Украины / В. А. Великанов, Б. И. Власов, Б. Я. Воловник и др. *Стратиграфические схемы докембрийских образований Украинского щита для геологических карт нового поколения*. Киев : Наукова думка, 1993. 30 с.

201. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения (графические приложения). К. : Геопрогноз, 1993.

202. Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень: путівник геологічних екскурсій до III науково-виробничої наради геологів зйомщиків України / Матеюк В.В. та ін. К.-Рівне, 2005. 34 с.

203. Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / под ред. Р. Г. Гарецкого. Мн. : Наука і тэхніка, 1990. 196 с.

204. Тектоническая проявленность и минерализация Тетеровского разлома в платформенном чехле на западном





склоне Украинского щита / В. А. Шумлянский, С. В. Кузнецова, Е. И. Деревская, О. В. Рожков. *Докл. АН Украинской ССР*. 1988. № 5. Сер. Б. С. 25–27.

205. Тектонічна карта України, масштаб 1 : 1 000000. Пояснювальна записка / за ред. Д. С. Гурського, С. С. Круглова. К. : УкрДГРІ, 2007. Ч. I. 96 с.

206. Тектоно-магматична активізація та рудоносні структури рифею і венду Українського щита та Волино-Подільської плити: звіт про НДР / ІГН НАН України ; керівн. В. А. Рябенко; викон. В. А. Рябенко, А. Я. Радзівіл, В. Я. Радзівіл. К., 2001. 270 с.

207. Тектоно-магматичні структури базальтової формації Волині (у басейні р. Стир) / В. Я. Радзівіл, А. Я. Радзівіл, В. А. Рябенко, І. С. Потапчук. *Геол. журнал*. 2002. № 4. С. 42–49.

208. Типи самородномідної мінералізації в трапах Волині та оцінка їх перспективності / В. Г. Мельничук, Я. О., Косовський, В. Л. Приходько, В. В. Матеюк. *Эффузивно-осадочный литогенез и рудогенез* : труды Международных конференций. Ч. I. *Природные и техногенные россыпи* : труды Международных конференций. Ч. II. *Сб. тр. Крымского отделения УкрГГРИ*. Симферополь : «Ди-Ай-Пи». 2004. С. 42–47.

209. Мельничук В. Г., Косовський Я. О., Приходько В. Л., Матеюк В. В. Типи самородномідної мінералізації в трапах Волині та оцінка їх перспективності. *Мінерально-сировинна база чорних та кольорових металів. Стан і перспективи* : мат-ли наук.-техн. наради, (Київ 11–13 червня 2002 р.). К., 2002. С. 112–115.

210. Тихомиров В. Г. Структурная геология вулканических массивов. М. : МГУ, 1985. 184 с.

211. Тітова В. І. Кореляція і вік осадово-вулканогенних утворень трапової формації Волино-Поділля. *Тектоніка і стратиграфія*. 1989. Вип. 30. С. 23–31.

212. Турлычкин В. М. Проявления самородной меди в эпидозитах, генетически связанных с базальтоидами наadakской свиты среднего карбона (Карамазар). *Эффузивно-осадочный литогенез и рудогенез* : труды Международных конференций.



- Ч. І. *Природные и техногенные россыти*. Ч. II. Сб. тр. Крымского отделения УкрГГРИ. Симферополь : «Ди-Ай-Пи». 2004. С. 110–114.
213. Тышецкий А. К. Несколько замечаний о базальтах Волынской губернии. *Унив. изв.* 1862. № 8.
214. Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган. *Рудные месторождения США*. М. : Мир, 1972. Т. 1. С. 457–481.
215. Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. *Труды ВСЕГЕИ*. 1962. Т. 30. 108 с.
216. Фиона У. Землетрясения и вулканы. *Планета Земля*. М. : Росмен, 1999. С. 47–76.
217. Фор Г. Основы изотопной геологии. М. : Мир, 1989. 590 с.
218. Хаин В. Е. Региональная геотектоника Внеальпийской Европы. М. : Недра, 1977. 359 с.
219. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. М. : Научный мир, 2001. 606 с.
220. Цеоліт-сметитові туфи Рівненщини: біологічні аспекти використання / Богданов Г. О., Верджиховський О. М., Долецький С. П., та ін. ; за ред. М. П. Сороки. Рівне : Волинські обереги, 2005. 184 с.
221. Шестопалов В. М. Про структуру Волинського палеозойського підняття. *Допов. АН УРСР*. 1971. № 2. Сер. Б.
222. Шульга П. Л., Шпакова В. Б. Новый геологический разрез палеозойских відкладів у північно-західній частині Волині. *ДАН УССР*. К., 1958. № 5. С. 558–561.
223. Шумлянський Л. В. Геохімічні особливості та генезис базальтів ратненської світи вендської траппової формації Волині. *Мінералогічний журнал*. 2008. № 1. Т. 30. С. 48–65.
224. Самородномідна рудна формація / В. О. Шумлянський, К. І. Деревська, М. В. Безугла, Г. І. Дяченко. *Мідь Волині : наукові праці Інституту фундаментальних досліджень* ; за ред. Л. В. Шумлянського. Київ : Знання, 2006. С. 179–196.
225. Шумлянський Л. В., Носова А. А. Возраст литосферного источника вендских траппов Волини. *Доклады АН Укр.* 2008. № 1. С. 115–118.



226. Шумлянський Л. В., Деревська К. І. Перші Sm – Nd та Rb – Sr ізотопно-геохімічні дані стосово вендських базальтів Волині. *Наукові праці інстит. фундамен. досліджень*. Київ : Знання, 2001. С. 67–75.
227. Шумлянський Л., Деревська К. Особливості хімічного складу головних породотворних мінералів базальтів і долеритів вендських трапів Волині. *Мінералогічний збірник*. 2004. № 54. Вип. 1. С. 48–63.
228. Шумлянський Л. В., Шумлянський В. О. Про походження і тектонічну позицію вендських трапів Волині. *Наукові праці інстит. фонд. досліджень*. Київ : Логос, 2006. Вип. 10. С. 22–29.
229. Яценко Г. М., Яценко В. Г., Гайовський О. В. Флюїдизатно-експлозивний рудогенез на юго-западній окраїні Східно-Європейської платформи. *Геологія і генезис рудних родовищ України, сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення* : мат-ли наук.-техн. наради, (Київ, 27–29 квітня 2008 р.). К., 2004. С. 41–44.
230. Andersen D. J., Lindsley D. H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Eos, T., American Geophysical Union, ed., AGU Spring meeting*. 1985. V. 66. 416 p.
231. Bakun-Czubarow N., Bilowolska A., Yu. Fedoryshyn. Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. *Acta Geologica Polonica*. Vol. 52 (2002). No. 4. P. 481–496.
232. Bialowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Yu. Neoproterozoic flood basalts of the beds of the Volhynian Series (East European Craton). *Geological Quarterly*. 2002. V. 46. No. 1. P. 37–57.
233. Bingen B., Demaiffe D. van Breemen O. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and the Late Neoproterozoic opening of the Iapetus ocean. *The Journal of geology*. 1998. V. 106. P. 565–574.
234. Carlson R. W., Lugmair G. W., Macdougall J. D. Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. *Geochimic. et Cosmochimica Acta*. 1981. V. 45.



P. 2483–2499.

235. Compston W., Sambridge M. S., Reinfrank R. F. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland. *J. Geol. Soc.* 1995. № 152. P. 599–611.
236. Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton / S. Claesson et al. *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1–18.
237. Condie K. C. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 306 p.
238. Cox D. P., Singer D. A., Editors U. S. Descriptive Model of Basaltic Cu; in Mineral Deposit Models. *Geological Survey, Bulletin 1693*. 1986. P. 130–141.
239. Cox K. G. A model for flood basalts volcanism. *J. Petrol.* 1980. V. 21. P. 629–650.
240. Isotope and trace-element geochemistry of Proterozoic Natkusiak flood basalts from the northwestern Canadian Shield / C. Dupuy et al. *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 15–25.
241. Emetz A., Pietstrzynski A. A The Volhyn basalt plateau (East European Craton): review in the past. *Proc. 32nd International Geological Congress*. Florence (Italy), 2004. P. 1026.
242. Emetz A., Pietstrzynski A., Zagnitko V. Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn flood basalt Province (western margin of the East-European Craton). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2004. V. 74. P. 257–265.
243. Geology, mineralogy and origin of the Zhyrychi native copper deposit (North-Western Ukraine) / Emetz A., Pietstrzynski A., Zagnitko V., Pryhodko V., Gawel A. A. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2006. Vol. 76. P. 297–314.
244. Emetz O.V., Pietstrzynski A., Zagnitko V. Mineral compositions and genesis of the ore bodies of the Zhyrycki Cu denosit (Nort-Western Ukraine). *Мін. журнал*. 2005. № 1. Т. 27. С. 77–99.
245. Ernst R. E., Buchan K. L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces. *Jornal of Geodinamics*. 2002. V. 34. P. 309–342.
246. Farmer G. L. *Continental Basaltic Rocks. Treatise on Geochemistry*. Amsterdam : Elsevier, 2003. V. 3. P. 85–121.



247. Garland F., Turner S., Hawkesworth C. Shifts in the source of the Parana basalts through time. *Lithos*. 1996. № 37. P. 223–243.
248. Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1988. V. 87. P. 249–265.
249. Hartz E. H., Torsvik T. H. Baltica upside down: a new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus ocean. *Geology*. 2002. № 30. P. 255–258.
250. Hawkesworth C. J., Gallagher K. Mantle hotspots, plumes find regional tectonics as causes of intraplate magmatism. *Terra Nova*. 1993. V. 5. P. 552–559.
251. Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
252. Hoffman P. F. Did the breakout of Laurentian turn Gondwanaland inside-out? *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
253. International Stratigraphic Chart / Compiled by J. Remane et al. *UNESCO. IUGS*, 2000.
254. Juskowiak O., Ryka W. Skaly wulkaniczne I towarzyszące im zespoły osadowe z otworów Kruszyniany I Melnic. *Biul. Inst. Geol.* 1967. № 197. S. 69–103.
255. Juskowiakowa M. Bazalty Wschodniej Polshi. *Biul. Inct. Geol.* Z badan petrograficzno-mineralogiczno i geochemicznych w Polsce., 1971. № 245. T. VII. S. 175–253.
256. Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. Jotnic w polnocnowschodniej Polsce. *Biul. Inct. Geol.* Z badan petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, 1967. T. 1. S. 23–58.
257. Justkowiakowa M. Wend dolny. *Profileglebokich otworow wiertnicznych panstwowego Instytutu geologicznego. Kaplonosy IG 1. Zeszyt 68*. Warszawa, 1989. S. 52–55.
258. Kamienski M. Bazalty wolynskie. *Kosmos*. 1929. T. 54. S. 675–701.
259. Kamienski M. Elementy składowe tufów wulkanicznych w Berestowcu. *Roczn. P. T. Geol.*, 1932. T. 8.
260. Global tectonics. – 3rd ed. / Philip Kearey, Keith A. Klepeis, Frederick J. Vine. Wiley-Blackwell, 2009. 482 p.
261. Kewenan copper Deposits of western upper Michigan / Edited



- bji. Theodore J. Bornhorst. *Zuidebook series*. 1992. V. 13. P. 33–62.
262. Krzeminska E. The late neoproterozoic flood basalts of Eastern Poland. *Мідь України : наук. прац. ІФД ; відп. ред. Л. В. Шумлянський*. К. : Логос, 2006. С. 159–170.
263. Krziminska E. The outline of geochemical features of the late neoproterozoic volcanic activity in the Lublin – Podlasie basin, eastern Poland. *Zeszyt*. 2005. V. 26. P. 47–51.
264. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo – stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland) / J. Lamarche et al. *Tectonophys*. 2002. 80 p.
265. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism / J. J. Mahoney, M. F. Coffins, eds. *Geophysical monograph*, 100. AGU, 1997. 438 p.
266. Geochemistry of Flood Basalts of the Toranmal Section, Northern Deccan Traps, India: Implications for Regional Deccan Stratigraphy / J. J. Mahoney et al. *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. № 7. P. 1099–1120.
267. Malkowski St. O zlozu miedzi rodzimej w Wielkim Mydtku na Wolyniu. *Spraw. P.I.G.* 1931. T. VI. Z. 4. S. 757–774.
268. Malkowski St. O odkryciu zloza miedzi roodzimej w Miedzku na Wolyniu Horynia. *Posiedzenia naukowe, Panstwowego Instytutu Geologicznego*. Warszawa, 1929. Nr. 24. S. 16–17.
269. Malkowski St., Wojciechowski J. Sprawozdanie z dotychczasowych wyników badanskal miedzionosnych dorzecza Horynia. *Posiedzenia naukowe, Panstwowego Instytutu Geologicznego*. Warszawa : lipic, 1937. Nr. 48. S. 50–52.
270. Malkowski St. O przejawach wulkanizmu miedzy Masywem Wolynsko-Ukrainskim i Walem Kujawsko-Pomorskim. *Acta Geologica polonica*. 1951. V. 2. № 4. S. 491–595.
271. Malkowski St. Rozmieszczenie i warunki wystepowania bazaltow w dorzeczu Horynia. *Sprawozd., P.J.G.* 1926. T. 3. S. 493–501.
272. Stratigraphy and Age of Karoo Basalts of Lesotho and Implication for Correlation within the Karoo Igneous Province / J. S. Marsh et al. *Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union 100, 2001. P. 247–272.



273. Meert J. G., Torsvik T. H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 261–288.
274. Mel'nichuk V. G., Savchuk P. D., Mateyuk V. V. Geotur “Vendian traprocks and other geological objects of the Ukrainian Polissya”. *Safeguarding our Geological Heritage* : molume of materials of ProGEO Simposium, (Kyiv – Kamianets-Podilsky, 4–8 September 2006). Kyiv, 2006. P. 23–26.
275. Melnychuk V. G., Polishchuk A. M., Melnychuk G. V., Krynickaya M. V. SUBSTANTIATION OF INVESTMENT IN STUDY AND INDUSTRIAL DEVELOPMENT OF THE “ZHRYCHI” COPPER ORE OCCURRENCE IN VOLYN / *Resource-saving technologies of raw-material base development in mineral mining and processing* : Multi-authored monograph. Petroșani, Romania : UNIVERSITAS Publishing, 2020. P. 450–466.
276. Peate D. W., Hawkesworth C. L. Lithospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. *Chemical Geology*. 1996. V. 127. P. 1–24.
277. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: Evidence for plume–lithosphere interactions / R. Pik et al. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1999. V. 63. P. 2263–2279.
278. Pozaryski W., Tomczyk H. Przekroj geologiczny przez polska poludniowo-wschonia. *Przegląd Geologiczny*. 1993. 31. S. 687–695.
279. Poprawa P., Paczesna J. Rozwoj ryftu w poznym neoproterozoiku – wczesnym paleozoiku na Lubelsko-podlaskim sklonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Przegląd Geologiczny*. 2002. V. 50. № 1. S. 49–63.
280. Puffer J. H. A Late Neoproterozoic Eastern Laurentian Superplume: location, size, chemical composition, and environmental impact. *Amer. J. Science*. 2002. V. 302. P. 1–27.
281. Reidel S. P. Emplacement of Columbia River flood basalt. *J Geophys Res*. 1998. V. 103. P. 27393–27410.
282. Vapour undersaturation in primitive mid-oceanic-ridge basalts and the volatile content of Earth's upper mantle / V. J. Salters et al. *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2004. V. 5. № 5. P. 1–27.





283. Samsonowicz J. Gotland, ordowik i scaly wylewne na wschodnim Wolyniu. *Prace Przyr. Wol. T. Przyi. Nank.* Luck, 1939.
284. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields / S. Self et al. *Geophys Res Lett.* 1996. V. 23. P. 2689–2692.
285. Shumlyansky L., Andreasson P. G. New geochemical and geochronological data from the Volyn Flood Basalt in Ukraine and correlation with large igneous events in Baltoscandia (Abstract) / *GFF.* 2004. № 126. P. 85–86.
286. Skaly platformy prekambryjskiej w polsce: cresc 2 / pod redakcsa A. Laszkiewicza. Warszawa : Institut geologiczny, 1973–1974. Cresc 1: *Podloze krystaliczne.* 1973. 168 s. Cresc 2: *Pokrywa osadowa.* 1974. 292 s.
287. Soper N. J. Neoproterozoic sedimentation on the northeast margin of Laurentia and the opening of Iapetus. *Geol. Mag.* 1994. V. 131. P. 291–299.
288. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
289. Thugutt St. J. O ptylocie z Mydzka na Wolyniu. *Archiwum mineralogiczne Tow. Nauk.,* 1933. T. 9.
290. Tokarski J. O sanidynie w Berestowcu na Wolyniu. *Kosmos,* 1929. T. 53.
291. Tomczyk H. Fazy rozwoju Gor Swietokrzyskich. *Prace Instytut Geografi WSP w Kidcach.* 2000. № 4. P. 67–91.
292. Continental break up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – A tale of Baltica and Laurentia / T. H. Torsvik et al. *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 229–258.
293. Tourtelot E. B., Vine J. D. Copper deposits in sedimentary and volcanogenic rocks. *U.S Geological Survey Professional Paper.* 1976. 907-C. 34 p.
294. Mantle plumes, flood basalts, the thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana / S. Turner et al. *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 11503–11518.
295. White W. S. The native copper deposits of northern Michigan /





White Ore deposits of the United States (Ridge, J., ed.). New York, 1968. V. 1. P. 303–325.

296. William F. C., McRae M. E., Nicholson S. W. Geology and Mineral Deposits of the Keweenaw Peninsula and Vicinity, Michigan. *U.S. Geological Survey : Open-File Report*. 1999. P. 99–149.

297. Williams I. A. The volcanics of the Gregory rift valley, East Africa. *Bul. Volcanolog.* 1971. V. 34. № 2. P. 439–465.

298. Wilton D. H. C., Sinclair A. J. The geology and genesis of a strata-bound Disseminated Copper Deposit at Sustut, British Columbia. *Economic Geology*. 1988. V. 83. P. 30–45.

299. Wojciechowski J. Ślady miedzi w serii osadów typu tufitów bazaltowych w Hancewiczach na Polesiu. *Biuletyn P. I. G.* 1939. № 14.

300. Workman R. K., Hart S. R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. P. 53–72.

301. Xu Y., Chung S. L., Jahn B., Wu G. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 2001. V. 58. P. 145–168.

302. Zhu B., Hu Y., Zhang Z., Chang X. Discovery of the copper deposits with features of the Keweenaw type in the border area of Yunnan and Guizhou provinces. *Science in China. Ser. D.* 2003. V. 46. P. 60–72.



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

Наукове видання

*Мельничук Віктор Григорович*

# **МІДЕНОСНІ ТРАПИ ВОЛИНИ ТА СУМІЖНИХ ТЕРИТОРІЙ СХІДНОЇ ЄВРОПИ**

Монографія



*Друкується в авторській редакції*

*Технічний редактор Г.Ф. Сімчук*

Підписано до друку 13.01.2022 р. Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Ум.-друк. арк. 19,1. Обл.-вид. арк. 20,0.

Тираж 300 прим. Зам. № 5566.

*Видавець і виготовлювач  
Національний університет  
водного господарства та природокористування  
вул. Соборна, 11, м. Рівне, 33028.*

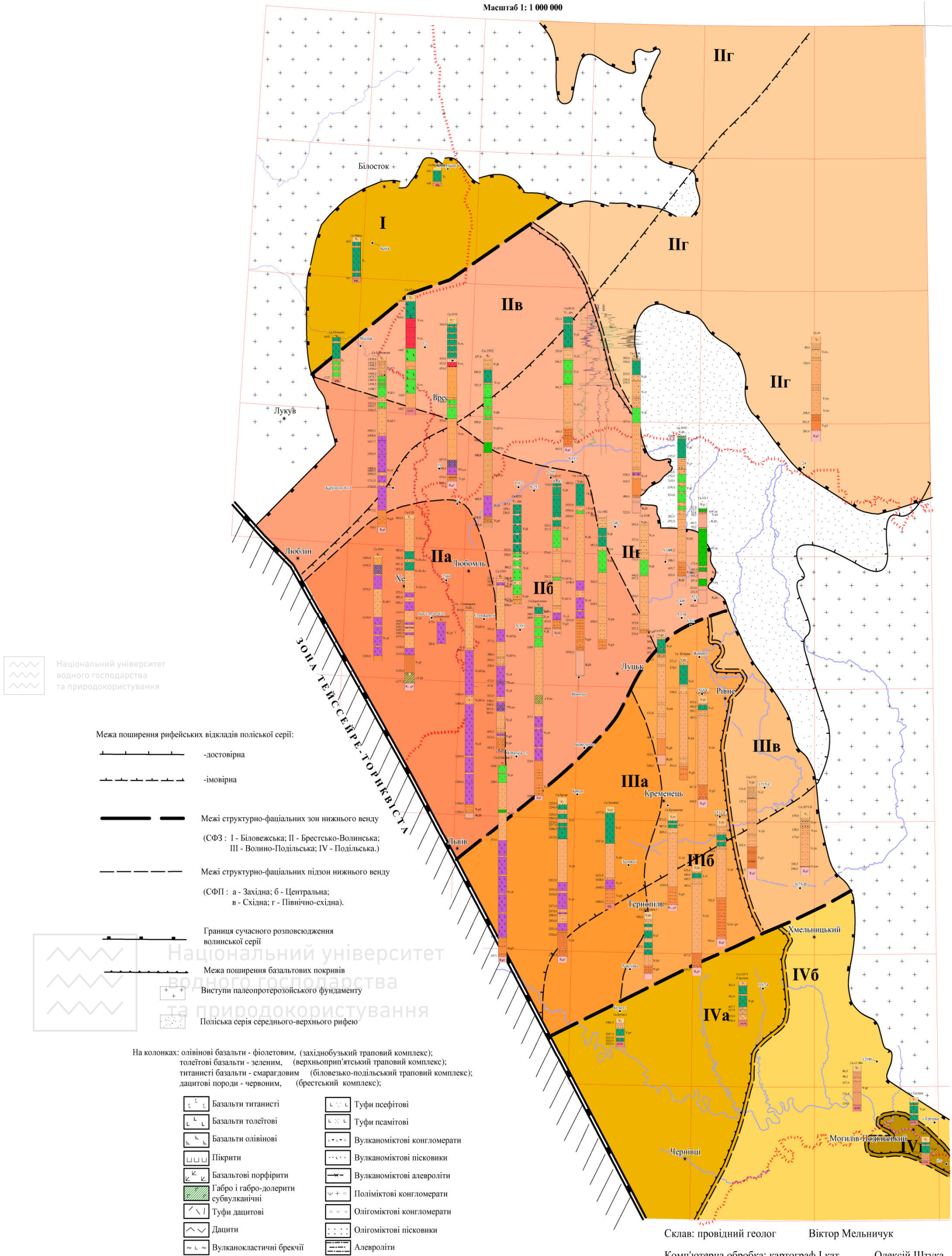
*Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до  
державного реєстру видавців, виготівників і розповсюджувачів  
видавничої продукції РВ № 31 від 26.04.20*

# ГРАФІЧНІ ДОДАТКИ

Додаток А

## СХЕМА РАЙОНУВАННЯ ВОЛИНСЬКОЇ СЕРІЇ НИЖНЬОГО ВЕНДУ

Масштаб 1: 1 000 000





Додаток  
**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНА КАРТА  
 ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ, ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ  
 РОЗМІЩЕННЯ І ПРОГНОЗУ РУДОПРОЯВІВ МІДІ  
 (ВОЛИНСЬКИЙ МІДНОРУДНИЙ РАЙОН  
 В МЕЖАХ УКРАЇНИ)  
 Масштаб 1 : 250 000**



323

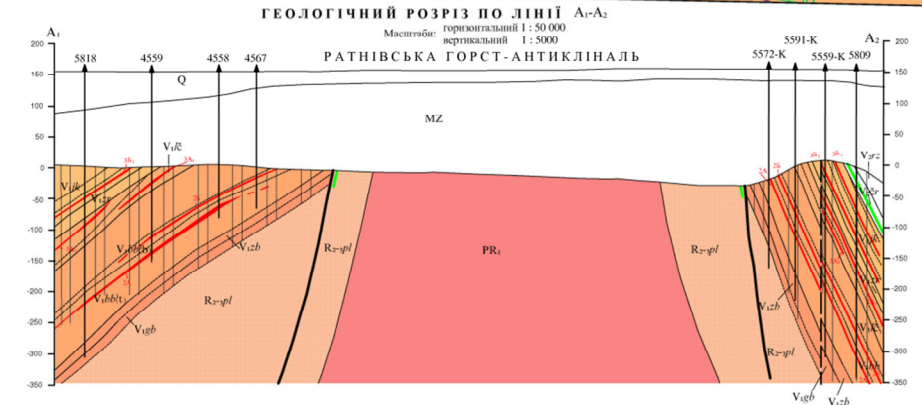
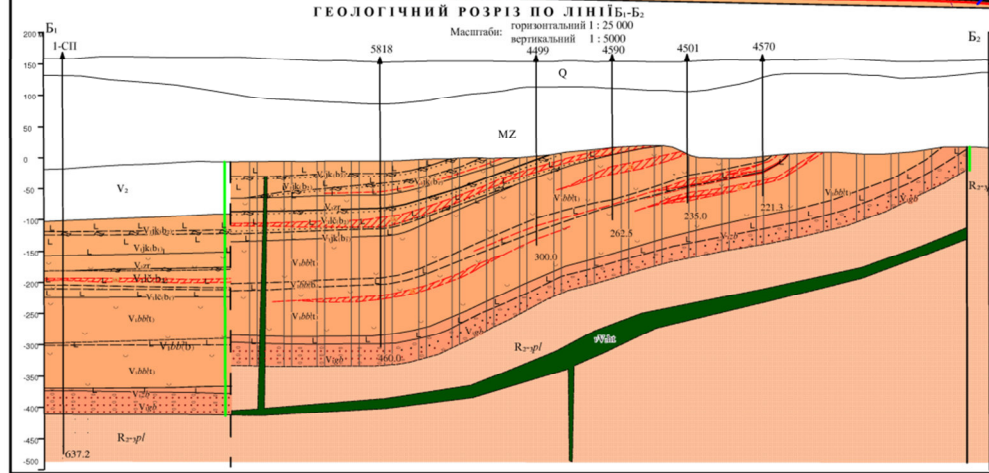
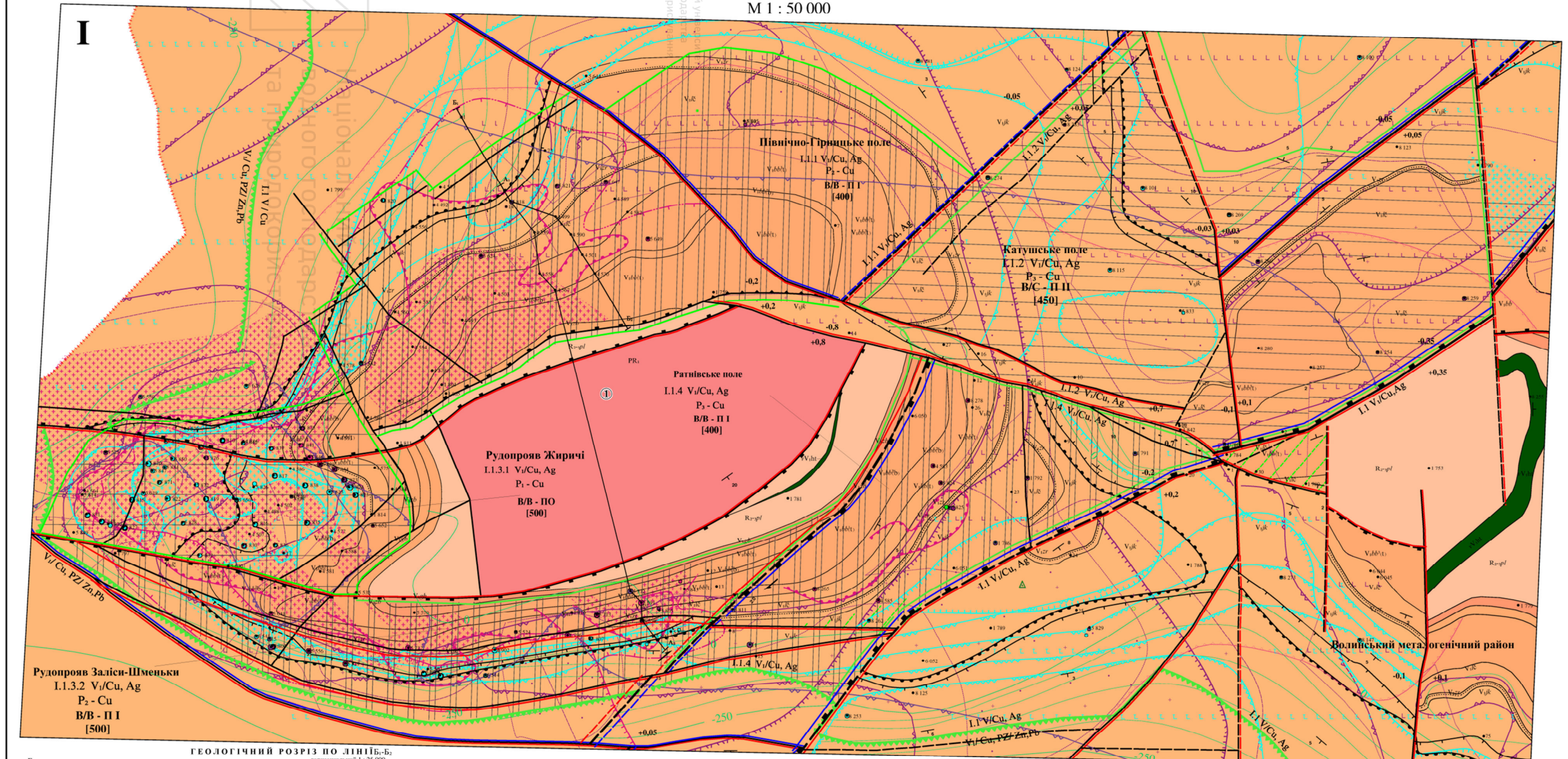
Слав: провідний геолог Віктор Мельничук  
 Комп'ютерна обробка: карт. І кат. Олексій Штука



**Врізка I до геолого-структурної карти трапової формації,  
закономірностей розміщення і прогнозу рудопроявів міді (Волинський міднорудний район в межах України)**

Додаток Б.3

М 1 : 50 000



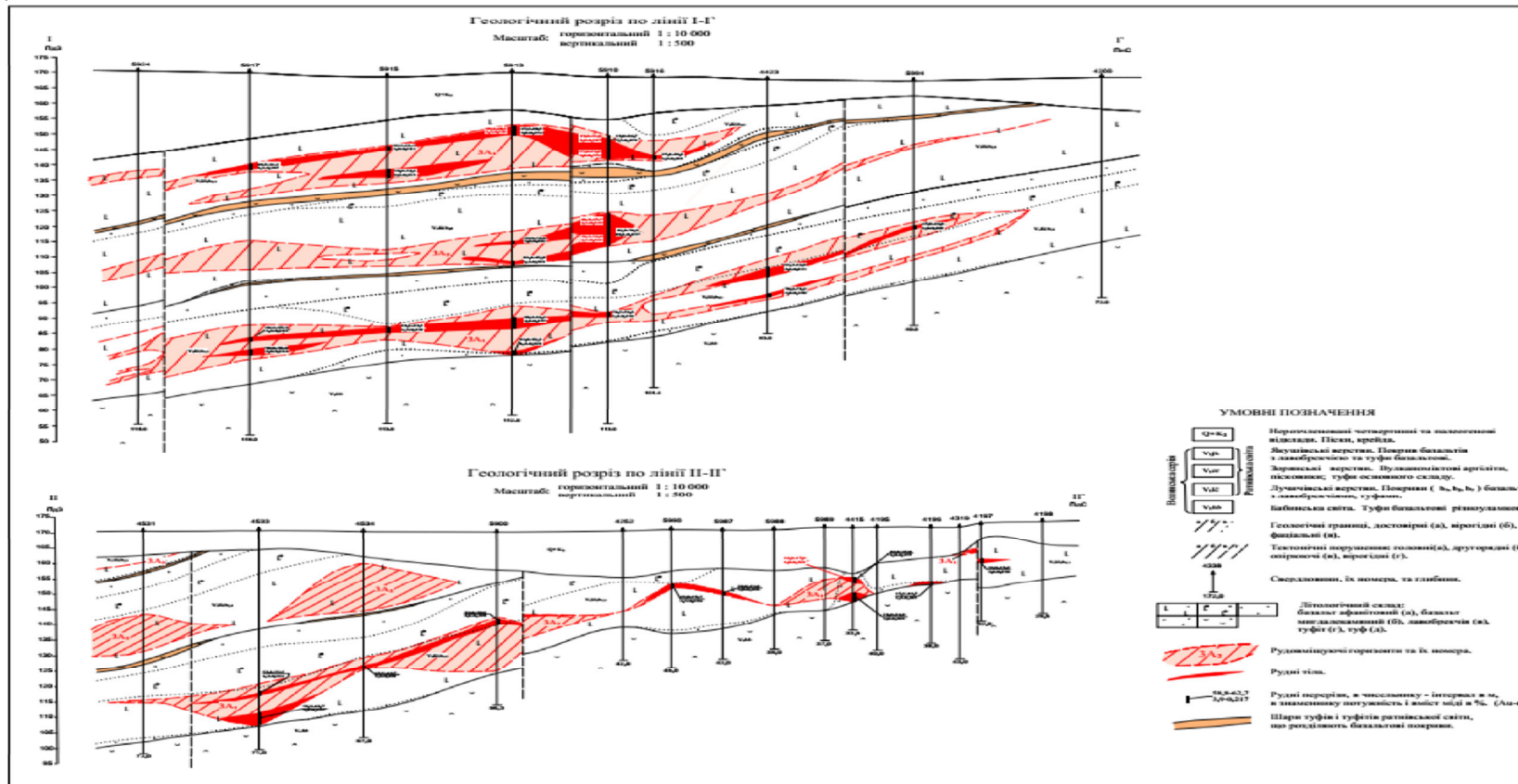
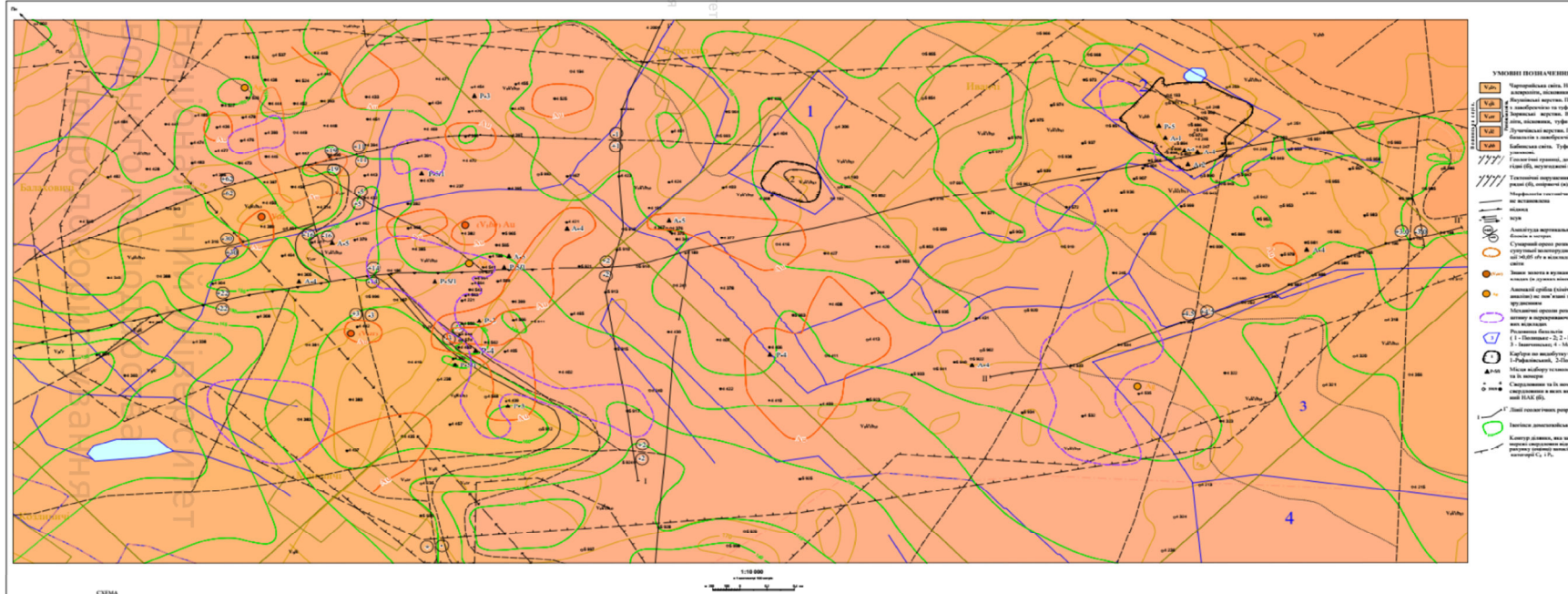
Слав: провідний геолог    Віктор Мельничук  
Комп'ютерна обробка: карт. I кат.    Олексій Штука



# Врізка II до геолого-структурної карти трапової формації, закономірностей розміщення і прогнозу рудопроявів міді (Південнорафалівський рудопрояв)

Додаток Б.4

М 1 : 25 000



Слав: провідний геолог Віктор Мельничук  
Комп'ютерна обробка: карт. I кат. Олексій Штука



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ ДО ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЇ КАРТИ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ, ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ РОЗМІЩЕННЯ І ПРОГНОЗУ РУДОПРОЯВІВ МІДІ (ВОЛИНСЬКИЙ МІДНОРУДНИЙ РАЙОН В МЕЖАХ УКРАЇНИ)

Geological chart showing stratigraphic scale, regional paleostructural elements, and detailed geological units across different zones like Trappova, Volyno-Podil'ska, and Donets'ka.

Прогнозні фактори першого роду: Петролого-літологічні

Вид і склад гірських порід/колір відповідно палеовулканічним факторам:

Diagrams and text describing prognostic factors: Eufuvial, Volcanic, and Tectonic. Includes symbols for various rock types and structural features.

Прогнозні фактори другого роду: Палеовулканічні

Ділянки палеовулканічних споруд з максимальною потужністю вулканічних утворень:

Diagrams and text describing prognostic factors: Paleovolcanic. Includes symbols for volcanic structures and their distribution patterns.

СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ

Розрівні структури в трансах нижнього венду:

Diagrams and text describing structural elements: Folded structures, faults, and tectonic zones. Includes symbols for different types of folds and faults.

Прямі пошукові ознаки

Прямі ознаки з вмістом <math>< 0,1\%</math> в бродівській і горбівській світах (а), в заболотівській світі (б), в бабинській світі (в) в лунчицьких верствах (г), в зоріанських верствах (д), в якувиських верствах (е).

Diagrams and text describing direct search signs: Direct signs of ore occurrence, including symbols for different types of ore bodies and their characteristics.

Корисні копалини:

Table listing useful minerals: Group, Purpose, Type, Deposit, Occurrence, Points of mineralization, Genetic type, and Formation.

Металогенетика

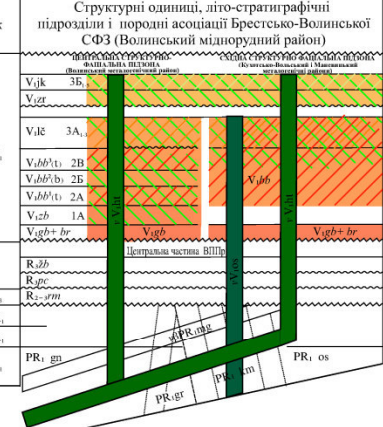
Table detailing metallogenic stages: Stage, Geological formation, Ore formation, Age, and Structural units/litho-stratigraphic subdivisions.

Позначення оцінки ресурсів та запасів міді і рекомендаційних видів геологорозвідувальних робіт

Diagrams and text describing resource evaluation: Categories of reserves, assessment criteria, and recommended types of geological work.

Елементи металогенічного районування:

Diagrams and text describing metallogenic zoning: Elements of metallogenic zoning, including symbols for different types of metallogenic zones and their characteristics.



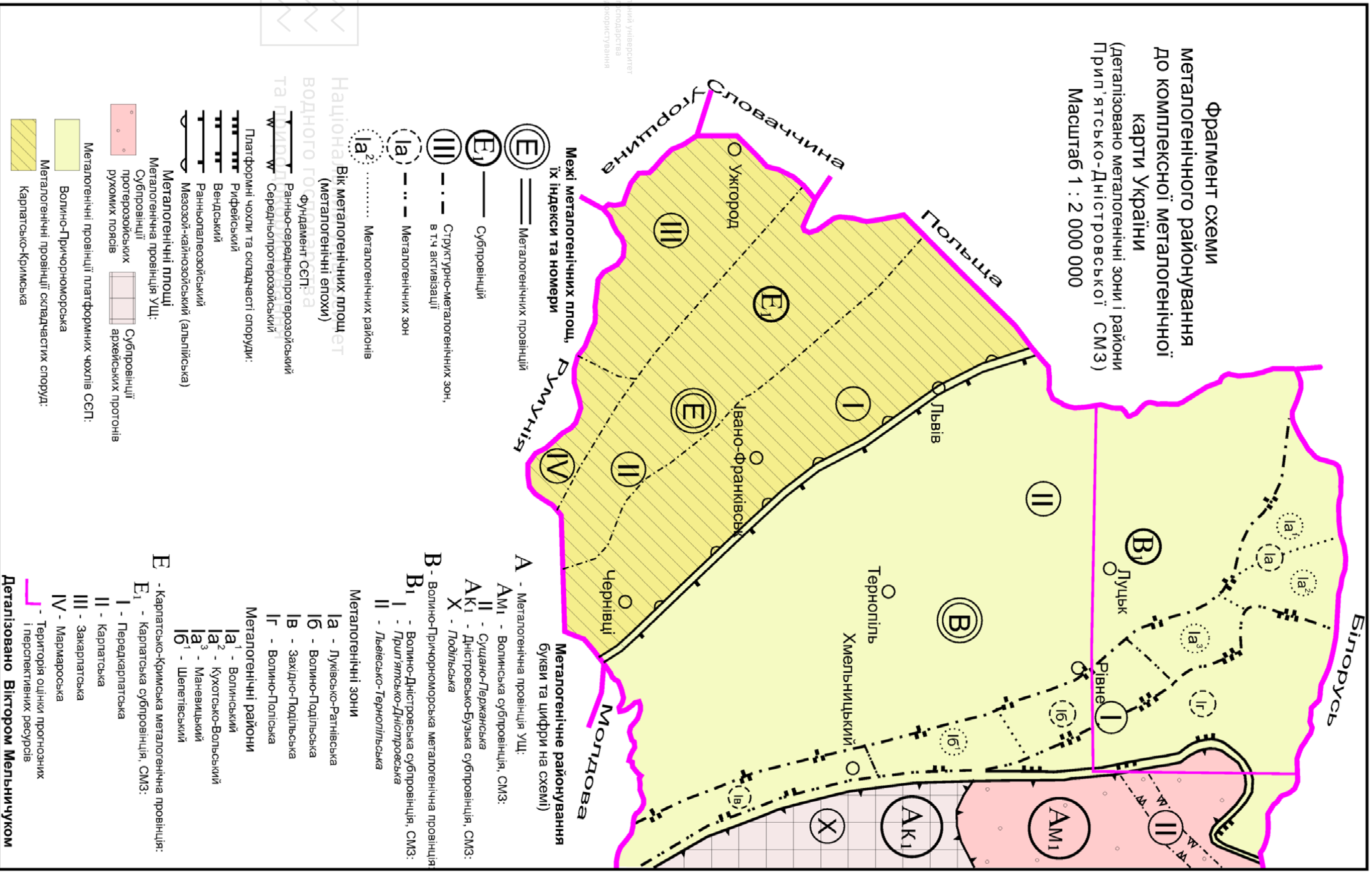
\* Етапи і формації занесені до комплексу карт "Геологія і корисні копалини України" масштабу 1:1 000 000, (2003)

Свердловини по розрізі волінського сьрця. Територія арку масштабу 1:50 000. Масштабу 1:25 000.

Склад: провідний геолог Віктор Мельничук. Координати: обробка: картограф І категорії. Олександр Шуга.



**Фрагмент схеми металогенічного районування до комплексної металогенічної карти України**  
(деталізовано металогенічні зони і райони Прип'ятсько-Дністровської СМЗ)  
Масштаб 1 : 2 000 000



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування



### ГЕОЛОГІЧНИЙ РОЗРІЗ ПО ЛІНІЇ А<sub>1</sub>-А<sub>8</sub>

масштаби: горизонтальний 1 : 500 000  
вертикальний 1 : 2 000



Националь  
водного гос  
та природо  
вннннннн  
вннннннн

Заболоттівсько -  
Бузька зона  
(палеовулканічне  
пасмо)

Костопільсько-  
Липшівська зона  
(палеовулканічне  
пасмо)

