

Міністерство освіти і науки України
Національний технічний університет
«Дніпровська політехніка»

Факультет природничих наук та технологій

(факультет)

Кафедра геології та розвідки родовищ корисних копалин

(повна назва)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

кваліфікаційної роботи ступеня магістра
(бакалавра, магістра)

Студента Киричок Вікторії Олександрівни
(ПІБ)

академічної групи 103М-21-1
(шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)

за освітньо-професійною програмою «Геологія, гідрогеологія, геофізика»
(офіційна назва)

на тему: Порівняльний аналіз петрології, генезису та рудоносності
урановміщуючих порід Мічуринського та Ватутінського родовищ.
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Жильцова І.В.			
розділів:				
загальний	Жильцова І.В.			
спеціальний	Жильцова І.В.			
Рецензент	Терешкова О.А.			
Нормоконтролер	Хоменко Н.В.			

Дніпро
2022

ЗАТВЕРДЖЕНО:

завідувач кафедри
геології та розвідки родовищ

корисних копалин

(повна назва)

Жильцова І.В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

«05» жовтня 2022 року

ЗАВДАННЯ

на кваліфікаційну роботу

магістра

(бакалавра, магістра)

студенту Киричок Вікторії Олександрівни академічної групи 103М-21-1

(прізвище та ініціали)

(шифр)

спеціальності

103 Науки про Землю

(код і назва спеціальності)

за освітньо-професійною програмою «Геологія, гідрогеологія, геофізика»

(офіційна назва)

на тему: Порівняльний аналіз петрології, генезису та рудоносності

урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ.

(назва за наказом ректора)

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 04.10.22 № 1090-с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Аналітичний огляд літератури та вибір напрямку досліджень. Характеристика геологічної будови району досліджень.	01.10.22-19.10.22
Спеціальний	Вибір методів вирішення завдання.	20.10.22-25.10.22
	Дослідження речовинного складу урановміщуючих формацій Мічурінського та Ватутінського родовищ.	26.10.22-10.11.22
	Аналіз умов локалізації рудних покладів.	11.11.22-20.11.22
	Оцінка перспектив рудоносності урановміщуючих формацій Мічурінського та Ватутінського родовищ.	21.11.22-30.11.22

Завдання видано

(підпис керівника)

Жильцова І.В.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі: 05.10.2022

Дата подання до екзаменаційної комісії 08.12.2022

Прийнято до виконання

(підпис студента)

Киричок В.О.

(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 78 стор., 21 рис., 4 таблиці, 22 джерела.
УРАНОВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ, УРАНОВМІЩУЮЧІ МЕТАСОМАТИТИ,
ЛІТОЛОГІЧНІ ТИПИ, ГЕНЕЗИС.

Актуальність роботи обумовлена необхідністю вдосконалення критеріїв прогнозування родовищ урану для забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України.

Об'єкт досліджень: урановмісні породи Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Предмет дослідження – речовинний склад та умови формування уранових руд та урановміщуючих формацій Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Мета роботи – визначення речовинного складу та оцінка перспектив рудоносності урановміщуючих формацій.

Результати та їх новизна – досліджено умови формування рудної мінералізації та мінералогічні особливості урановміщуючих формацій. Досліджено мінеральні різновиди метасоматитів та речовинний склад вміщуючих порід. Наукове значення результатів роботи полягає в обґрунтуванні геологічних факторів рудоутворення та контролю зруденіння урану, генетично та просторово пов'язаного з формаціями лужних натрієвих метасоматитів.

Взаємозв'язок з іншими роботами – продовження наукової діяльності кафедри геології і розвідки родовищ корисних копалин Національного технічного університету «Дніпровська політехніка» в сфері вивчення особливостей речовинного складу урановміщуючих метасоматичних формацій.

Практичне значення роботи полягає в обґрунтуванні доцільності комплексного підходу до оцінки перспектив Мічурінського та Ватутінського родовищ урану. Результати досліджень можуть бути використані при проведенні пошуково-оцінних робіт.

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1 АНАЛІЗ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ВАТУТІНСЬКОГО ТА МІЧУРІНСЬКОГО РОДОВИЩ.....	8
1.1 Особливості тектонічної будови родовищ.....	8
1.2 Характеристика порід площ дослідження.....	14
2 МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ	20
3 ПЕТРОЛОГІЯ РУДОВМІЩУЮЧИХ ПОРІД МІЧУРІНСЬКОГО ТА ВАТУТІНСЬКОГО РОДОВИЩ УРАНУ.....	22
3.1 Речовий склад рудоносних метасоматитів Ватутінського родовища	22
3.2 Речовинний склад рудовміщуючих порід Мічурінського родовища	33
4 ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ МІЧУРІНСЬКОГО ТА ВАТУТІНСЬКОГО РОДОВИЩ.....	41
4.1 Рудоносність метасоматитів Ватутінського родовища.....	41
4.2 Мінеральні різновиди уранових руд Мічурінського родовища.....	46
5 ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ І ЛОКАЛІЗАЦІЇ УРАНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ.....	54
5.1 Генетичні типи уранової мінералізації Ватутінського рудного поля	54
5.2 Генетичні типи уранового зруденіння Мічурінського родовища.....	59
6 ХАРАКТЕРИСТИКА УМОВ ЛОКАЛІЗАЦІЇ УРАНОВИХ ПОКЛАДІВ ДОСЛІДЖУЄМИХ РОДОВИЩ.....	62
6.1 Умови локалізації уранових покладів Ватутінського родовища	62
6.2 Рудоконтролюючі і рудолокалізуючі структури Мічурінського родовища.....	65
ВИСНОВОК.....	69
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ	71
ДОДАТОК А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи	74
ДОДАТОК Б Відгук керівника роботи	75
ДОДАТОК В Рецензія	77

ВСТУП

Суттєвим елементом енергетичної незалежності будь-якої країни є забезпечення енергоносіями. Загальносвітова криза в сфері енергетики не могла не зачепити економіку України. У зв'язку з розвитком атомної енергетики роль урану, як одного з найважливіших видів енергетичної сировини, неухильно зростає. Ймовірно подальше зростання дефіциту і цін на викопне органічне паливо обумовлює підвищення конкурентноздатності урану, як енергоносія.

Уранові руди в Україні мають неоднакове походження і зустрічаються за різних геологічних обставин: у кристалічній основі, осадовому чохлі стародавніх платформ, в областях післяплатформного орогенезу. Більша частина уранових родовищ і рудопроявів зосереджені головним чином на Українському щиті (у фундаменті та осадовому чохлі) і, частково, Донецькому басейні та Карпатах. За генезисом серед них виділяють метаморфізовані, ультраметаморфічні, прожилково-штокверкові та інфільтраційні. Найбільші родовища уранових руд виявлені в розробляються в Кіровоградському геоблоці. Вони представлені пегматитами, пегматоїдно-гранітоїдними та лужними породами. Рудні мінерали — уранітит, настуран, уранові черні.

Гідротермальні родовища уранових руд та рудопрояви розміщуються, в основному, серед гнейсово-гранітних комплексів Кіровоградського геоблоку та метасоматичних порід Криворізько-Кременчуцької залізорудної смуги. Серед них виділяються метасоматичні та жильні родовища та рудопрояви. Метасоматичні родовища мають найважливіше промислове значення. Морфологія рудних тіл пласто-лінзоподібна; розміри тіл — від сотень до тисяч метрів і більше за простяганням та падінням при потужності до десятків метрів. Вміст урану від 0,4-0,1 до 1 %. Жильні родовища уранових руд в докембрії України нечисленні і промислового значення поки що не мають. До них належить Червоношахтарський рудопрояр, розташований в Західно-Інгулецькій зоні в 5-10 км на захід від залізорудної Криворізько-Кременчуцької смуги. Потужність

жил 10-15 км, виконані уранінітом та сульфідами, знаходяться в роз'єднаних зонах потужністю 1-1,5 км.

Інфільтраційні рудопрояви часто зустрічаються в залізистих породах Криворізької смуги, що дуже змінилася під дією гіпергенезу. В Сак-саганському районі на Червоногвардійському залізорудному родовищі. розвинуте уранове зруденіння у вигляді гнізд, невеликих лінзовидних та стовпоподібних покладів. Вміст урану 0,01-0,15 %. Мінералізація представлена настураном, урановою черню, сорбцією в гідрооксидах заліза. До цього ж класу родовищ належать Компаніївське, Криничеватське, Північно-Березнянське.

Родовища і рудопрояви в осадових товщах представлені гідротер-мальними урановими рудопроявами Мармарошського масиву у Східних Карпатах. До них належать рудопрояви Яворник, Розис, Чивчинське та інші. У південній частині Донбасу, на межі з Українським щитом, у зоні Волновахського розлому відомий Єланчикський гідротермальний уран-торієвий рудопрояр.

Метаморфізовані родовища та рудопрояви зустрічаються переважно в гнейсах, метаконгломератах, пісковиках, сланцях. Промислових родовищ серед них в Україні не виявлено.

Уранове зруденіння в межах України має сировинну базу у вигляді детально розвіданих 12 уранових ендегенних родовищ. До них відносяться Мічурінське та Ватутінське родовища, які в геологічному відношенні контролюються розломами.

В адміністративному відношенні Мічурінське родовище знаходиться в центральній частині Кропивницького району, а Ватутінське родовище на території Маловиськівського району Кіровоградської області.

Мета досліджень: оцінка перспектив рудоносності Мічурінського та Ватутінського родовищ на основі дослідження умов формування уранового зруденіння та мінералого-петрографічного складу урановміщуючих порід.

Досягненню поставленої мети сприяло рішення наступних завдань:

- 1) вивчення речового складу вміщуючих порід;
- 2) виділення рудовміщуючих геологічних формацій;

- 3) дослідження геологічних умов формування уранової мінералізації;
- 4) визначення закономірностей просторового розташування типів руд і перспектив рудоносності площ, що вивчаються.

Вибір методів дослідження продиктований змістом перерахованих завдань і реальними умовами їх виконання.

Не для копіювання 103М-21-1

1 АНАЛІЗ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ВАТУТІНСЬКОГО ТА МІЧУРІНСЬКОГО РОДОВИЩ

1.1 Особливості тектонічної будови родовищ

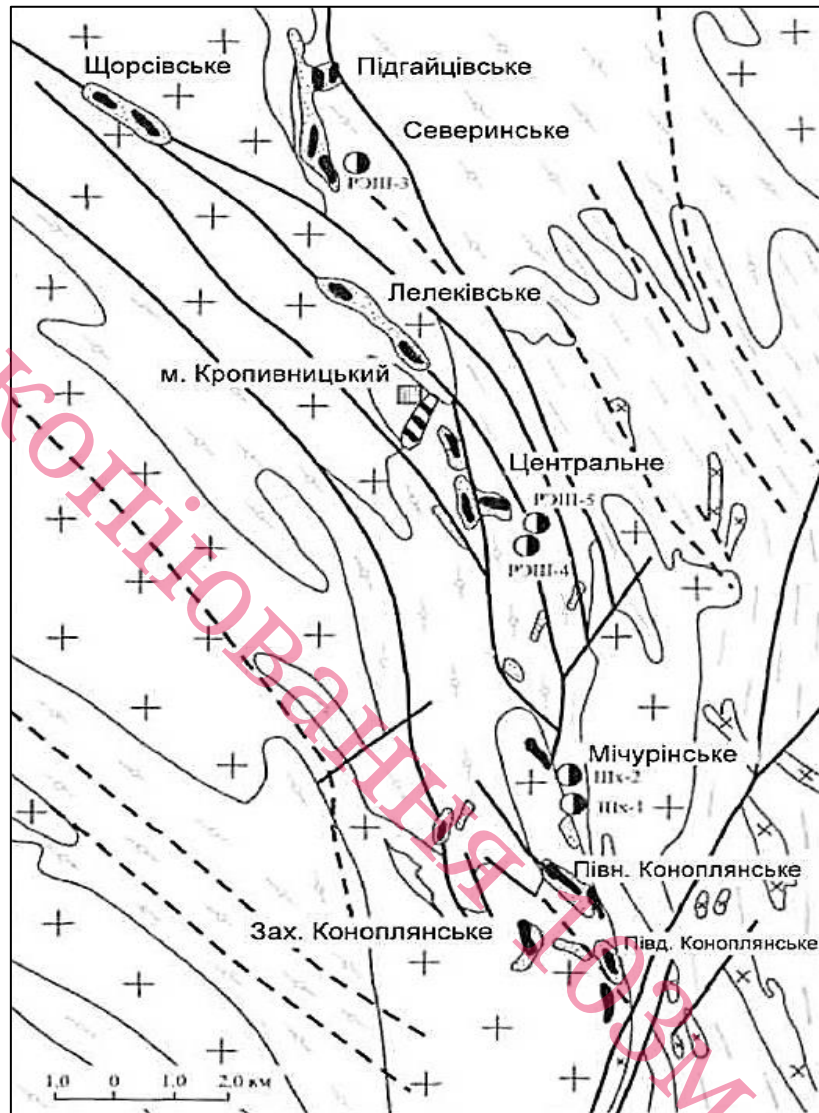
Площа Ватутінського рудного поля розташована в західній частині Кропивницького блоку. Основним структурним елементом західної частини Кропивницького блоку є Шевченківсько-Березівське антиклінальне підняття з однойменним валом гранітизації в його ядерній частині [3]. Антиклінальне підняття і, відповідно, вал гранітизації, прослідкували в меридіональному напрямі на 150 км. Він представлений великою кількістю гранітних масивів, приурочених до ядер антикліналей [4]. Граніти, окрім масивів, утворюють численні дайки і дайкоподібні тіла, а також складають жильний матеріал мігматитів. Мігматити асоціюють з гранітами, утворюють перехідні зони окремих масивів, або великі поля всередині останніх.

Площа Ватутінського родовища (рис.1.1) приурочена до ядерної частини і крил згаданої вище Березівської антиклиналі, яка по відношенню до осьової лінії Шевченківсько-Березівського антиклінального підняття, розташована в 4-5 км на схід і межує з метаморфічними породами, складаючими Хмельівську синкліналь.

Мічурінське родовище, на відміну від Ватутінського, утворене поєднанням трьох структур: Соколовської брахiantикліналі, другорядних плікативних структур Приінгульського синклінорія та Кіровоградської зони розломів [12, 19] (рис. 1.1).

У східній частині Кіровоградського масиву гранітів по західному борту Приінгульської сінкліналі і далі на північ уздовж східного контакту Корсунь-Новомиргородського плутону до району Сміла-Черкаси розміщується Кіровоградська зона розломів протяжністю більше 150 км. В цілому простягання зони близьке до меридіонального, однак на північ від с. Компаніївка зона має азимут Пн-Зх $20-25^\circ$ [12, 19]. Східною гілкою цього основного розлому є

Грушковсько-Калиновський розлом, а в районі с. Компаніївка від основного розлому відгалужується Софіївсько-Компаніївський розлом південно-західного простягання. Така загалом картина Кіровоградської зони розломів в її південній частині.

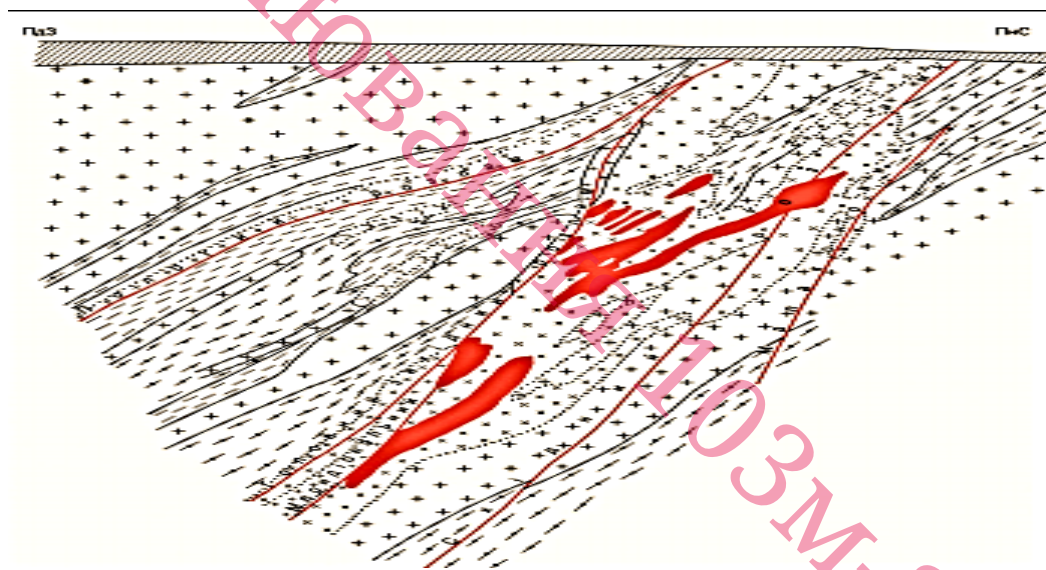
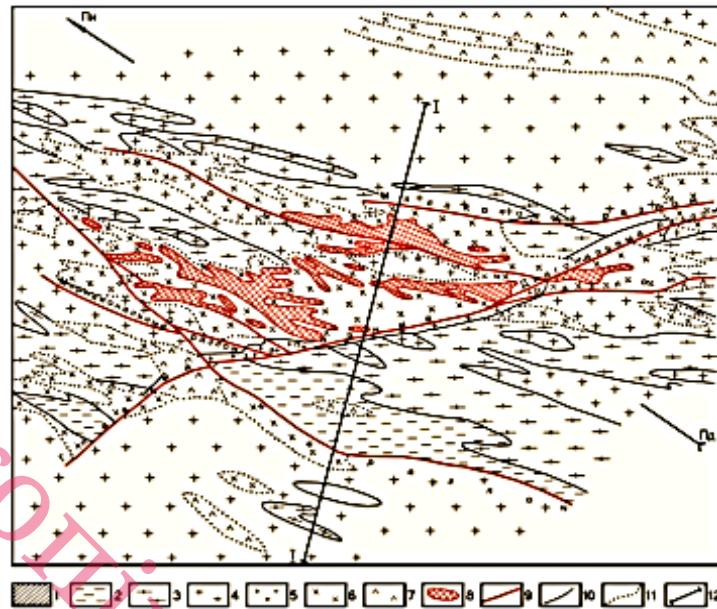


1 - граніти порфіробластові; 2 - сієніти; 3 - мігматити; 4 - гнейси; 5 - альбітити; 6 - проєкції рудних покладів на денну поверхню; 7 - тектонічні порушення: а - установлені, б - передбачувані; 8 - шахти та їхні номери

Рисунок 1.1 - Кіровоградський урановорудний район [12]

Розривна тектоніка ділянки Ватутінського родовища належить до системи розломів, що відносяться до Аннівсько-Звенигородської зони, яка

простежується в меридіональному напрямі на 200-250 км. Особливістю цієї зони розломів є розвиток в її межах метасоматичних процесів зеленосланцевої фації і натрієвого метасоматозу, що супроводжується урановим зруденінням.



1 – осадовий чохол (на розрізі); 2 – гнейси біотитові; 3 – мігматити; 4 – граніти середньозернисті; 5 – граніти дрібнозернисті; 6 – альбітити; 7 – сієніти; 8 – рудні тіла; 9 – тектонічні порушення; 10 – геологічні межі; 11 – метасоматичні межі; 12 – лінія розрізу

Рисунок 1.2 - Геологічна схема (а) і розріз за лінією І-І (б) Північносхідної ділянки (горизонт – 115 м) Ватутінського родовища [8]

Найбільш великими розломами Аннівсько-Звенигородської зони є Новопавлівський, Західно-, Східно-Курниківський і Новаківський.

Новопавлівський розлом проходить по східному крилу Березівської антиклиналі. Розлом складений бластокатаклазитами, мілонітами, катаклазитами, рідше розсланцьованими брекчированими породами, супроводжується сієнітоподібними метасоматитами і рідко альбітитами.

Східно-Курниківський розлом приєднується до Новопавлівського в південній частині ділянки. Розлом має північно-західне простягання і південно-західне падіння. До Східно-Курниківського розлому приурочений прояв натрієвого метасоматозу, з ним пов'язано Ватутінське родовище урану. Східно-Курниківський розлом представлений бластокатаклазитами, мілонітами, катаклазитами і контролює розрізнені ареоли сієнітоподібних метасоматитів, рідше альбітитів. Лужні метасоматити мають слабку радіоактивність. Підвищений вміст урану пов'язаний з егірін-рибекитовими альбітитами.

Західно-Курниківський розлом приєднується до Східно-Курниківського в 1-1,2 км на північний захід від Ватутінського родовища. Розлом має північно-західне простягання і південно-західне падіння під кутом $55-70^\circ$, складений з бластокатаклазитів, мілонітів, катаклазитів в супроводі сієнітоподібних метасоматитів і альбітитів.

Новаківський розлом орієнтований в північно-західному напрямі по азимуту $315-320^\circ$, падіння розлому південно-західне під кутом $60-75^\circ$. Порушення представлене серією субпаралельних кулісоподібно розташованих швів бластомілонітів, мілонітів, що супроводжуються, катаклазованими, розсланцьованими, іноді брекчированими породами. У зоні розлому виявлені численні дайки пегматитів потужністю до 20-30 м.

На всьому протязі Кіровоградська зона розломів представлена ділянками катаклазу і брекчування гранітів, гнейсів, пісків, у вигляді смуги загальною шириною до 5-6 км. Падіння зон мілонітизації східне під кутами $55^\circ-70^\circ$ і рідко до $85^\circ-90^\circ$. Найбільш характерною особливістю цієї зони розломів

є широко і інтенсивно проявлений процес лужного заміщення, що виразився в утворенні численних пегматоїдів (калієва стадія) [12].

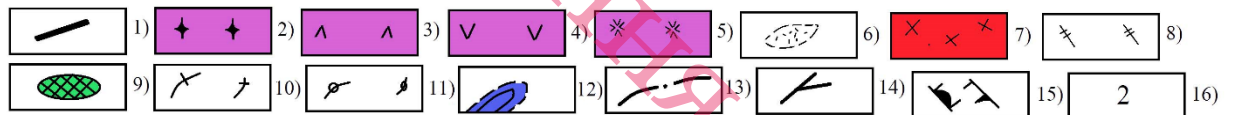
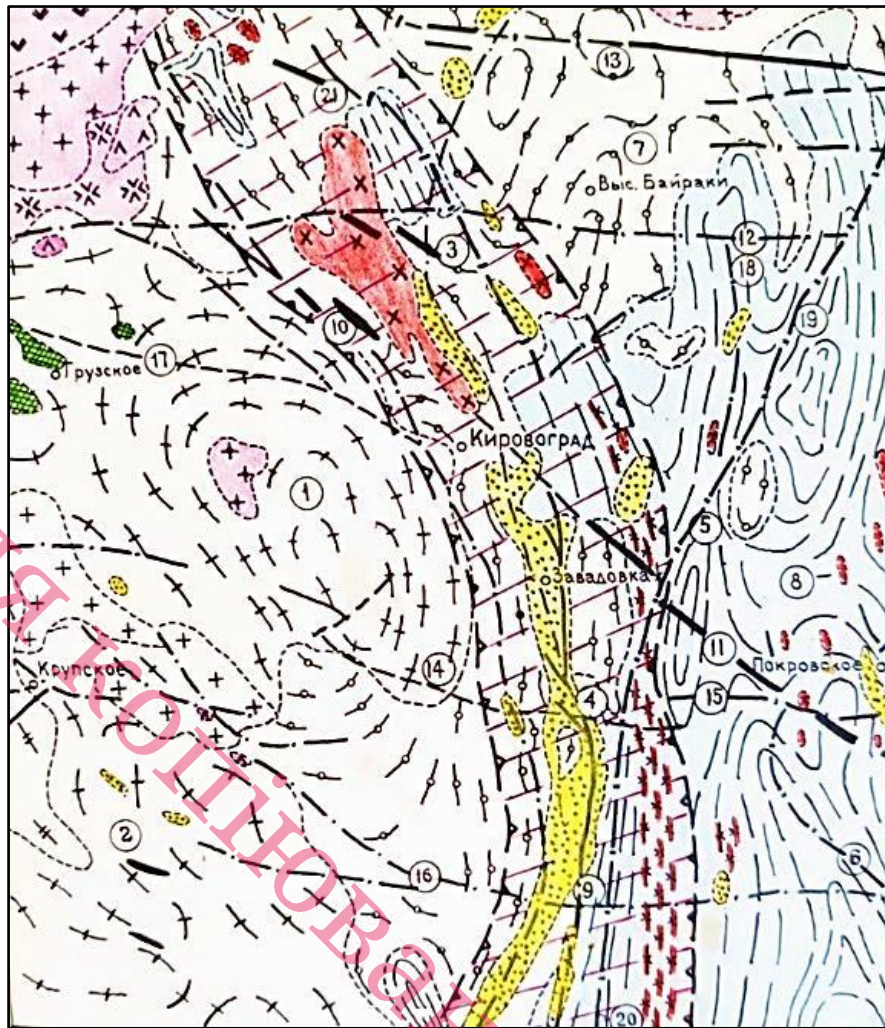
До складу Кіровоградського рудного поля, крім Мічурінського родовища, входять розміщені безпосередньо на південь від нього Північно-Коноплянсько родовище, Південно-Коноплянський і Західно - Коноплянський рудопрояви, а також і Лесяківське родовище, розташоване на північній околиці Кіровограда і ряд проявів лужних метасоматитів, розташованих між ними і на південь від Коноплянської ділянки. Всі ці прояви безпосередньо контролюються Кіровоградською зоною розломів, точніше її центральною гілкою [3, 12, 19].

Про глибинності цієї зони свідчить ряд фактів, таких як: велика потужність і протяжність зони; тривалість і унаслідкованість її розвитку (від архею до мезозою); прояви високомінералізованих вод з підвищеним вмістом хлору, сульфатів, лужних металів і вуглекислоти; наявність чіткої гравітаційної ступені (досить великого градієнта сили тяжіння).

Певною мірою були також використані геологічні припущення, наприклад, про розвиток гранітів тільки в ядрах антиклінальних структур. У цьому розділі наведено уявлення, вироблені геофізиками Кіровської експедиції а також геологами Южноукраїнської експедиції в результаті розгляду всіх наявних геологічних і геофізичних даних [7]. На основі цих даних складена тектонічна схема району (рис. 1.3).

Найбільш значною з плікативних структур західної частини площі Мічурієвського родовища є Соколовська брахіантикліналь, що представляє собою один з виступів Корсунь-Новоукраїнського антиклінорія (рис. 1.3).

Завадівська синкліналь представлена в центральній частині поля вузькою смугою гнейсів потужністю до 1 км витягнутою меридіонально, яка затиснута між гранітами Кіровоградського масиву на Заході і невеликим тілом таких самих гранітів на Сході, що залягає вже серед гнейсів Приінгульської синкліналі. На контактах гнейсів з гранітами є зони перешарування цих порід. Гнейси падають на схід під кутами 50° - 75° .



1 - дайки діабазів; 2 – граніти рапаківі; 3 - сієніти; 4 - габро-норіти; 5 - контаміновані граніти; 6 - ділянки прояву натрових метасоматитів; 7 - апліт-пегматоїдні граніти; 8 - граніти та мігматити трахітоїдні, червоні, крупнопорфіробластичні (Новоукраїнські); 9 - мігматити піроксен-амфіболові, крупнопорфіробластичні (Новоукраїнські монцоніти); 10 - мігматити трахітоїдні рожеві і сірі крупно і дрібно-порфіробластичні (Новоукраїнські); 11 - граніти крупно - і дрібнопорфіробластичні (Кіровоградські); 12 - гнейси біотитові; 13 - передбачувані тектонічні порушення; 14 - встановлені тектонічні порушення; 15 - Кіровоградська зона розломів; 16 - найменування структур рудного поля Мічурінського родовища.

Рисунок 1.3 - Тектонічна схема району Мічурінського родовища [12]

Кіровоградське рудне поле розміщене в межах потужної Кіровоградської зони розломів і охоплює значну частину складових її (вище названих) розломів. Рудне поле має протяжність 25 км та обмежене на півночі селами. Площа рудного поля на досягнутому ступені вивченості оцінюється в 150 км², в т. ч. закартовано 60 км². Роботами партії № 37 і № 39 в межах рудного поля встановлені Мічурінське родовище урану; Північно-Коноплянський і Лелековський рудопрояви, а також Південно-Коноплянський, Західно-Коноплянський і Завадовський рудопрояви. Перераховані об'єкти приурочені до великої тектонічної структури Кіровоградської зони розломів.

1.2 Характеристика порід площ дослідження

У стратиграфічному розрізі площі родовищ виділяються кайнозойська ератема і палеопротерозойська еонотема [3].

Кайнозойська ератема складає осадовий чохол, який майже повністю перекриває кристалічний фундамент на усій площі ділянки. Потужність осадового чохла коливається від перших метрів по бокам сучасних долин до 70-80 м в районі вододілів. Стратиграфічний розріз осадового чохла представлений згориниз *четвертинною, неогеновою і палеогеновою системами*.

Для нас представляє інтерес тільки палеогенова система, з низами якої (бучакська серія) пов'язані прояви уранової мінералізації і численні радіометричні аномалії.

Породи *бучакської серії* залягають в основі розрізу палеогенової системи. Вони відкладаються в депресіях і сильно опущених блоках фундаменту на корі вивітрювання кристалічних порід.

За умовами утворення, бучакські відкладення підрозділяються на руслову і озерно-болотяну фації. Руслова фація складена погано відсортованими крупнозернистими, різнозернистими сірими і жовто-сірими глинистими пісками, що залягають в найбільш знижених частинах депресій. Потужність пісків руслової фації змінюється від 1 до 10-13 м.

Озерно-болотяна фація має ширше поширення і складена вуглистими пісками, глинами і бурим вугіллям. Останні утворюють пласти, лінзи, прослої потужністю від десятків сантиметрів до перших метрів. Загальна потужність відкладень озерно-болотяної фацій коливається від перших метрів до 30-40 м.

Акумуляція урану, в переважній більшості випадків, локалізована в покрівлі вуглистих відкладень, на контакті з тими, що перекривають їх піщаними добре проникними породами.

Палеопротерозойська еонотема представлена різноманітним по розмірах ксенолітом гнейсів, кристалосланців, амфіболітів і так далі в гранітах і мігматитах. Метаморфічні породи займають не більше 35-40% площі ділянки і відносяться до утворень *родіоновської свити*.

У розрізі товщі Ватутінського і Мічурінського родовищ переважають гнейси, а саме в Ватутінському біотитові, гранат-біотитові, кордієрит-біотитові, графіт-біотитові, роговообманкові, біотит-роговообманкові гіперстен-біотитові, гіперстен-роговообманково-біотитові гнейси, що перемежаються з графіт-біотитовими різницями і кристалосланцями біотитового, графіт-біотитового, амфібол-біотитового, рідше гіперстен-біотитового складу, а в Мічурінському біотит-плагіоклазові і мусковіт-біотит-плагіоклазові, піроксен амфібол-біотит-плагіоклазові, кордієрит-біотит-плагіоклазові, хлорит-плагіоклазові, епідот-хлорит-плагіоклазові і альбітизовані гнейси. Значну роль в Ватутінському родовищі грають амфіболіти. Вони утворюють стійкі пласти, потужністю від перших метрів до 120-140 м, простежуються в різних частинах гнейсової товщі і, ймовірно, належать до декількох стратиграфічних рівнів. Другорядні прослої представлені кварцитами і кальцифірами.

Характерною ознакою усіх порід, що складають *родіонівську свиту* являється дрібно-тонкозерниста структура і підвищений вміст рудних мінералів, представлених сульфідами: піротином, ільменітом, титаномагнетитом. Характерна часта присутність турмаліну.

Ультраметаморфічні породи, представлені гранітами і мігматитами, в межах площі Ватутінського родовища відносяться до Кропивничанського

комплексу палеопротерозойського віку і займають не менше 60-65% площі ділянки. На площі Мічурінського родовища велике поширення мають мігматити і гранітоїди Кіровоградсько-Житомирського комплексу включаючи їх калієві і трахітоїдні різниці, натрієві метасоматити включаючи сієніти і в дуже невеликій кількості породи Коростенського комплексу.

На обох родовищах мігматити, мають досить одноманітну морфологію. Виділяються ясно і явно-полосчаті різниці, тіньові мігматити, що відрізняються порівняно однорідним складом, але в той же час зберігають деякі ознаки, успадковані від перетвореного гнейсового субстрату. Тіньові мігматити, в свою чергу, пов'язані взаємопереходами з «чистими» гранітами. В гнейсових товщах зустрічаються мігматити.

Мігматити тісно асоціюють з гранітами, зазвичай, складають перехідні зони від гранітів до гнейсів, іноді утворюють лінзоподібні, пластоподібні тіла в полях розвитку гранітів. Мігматити по складу підрозділяються на лейкократові і мезо-меланократові.

Провідною породою в обох родовищах є граніти. Вони складають численні субзгідні дайковидні тіла і окремі масиви. Найбільш великим серед них є Березівський масив площею 250-300 км. Провідними типами гранітів в межах масиву є біотитові, гранат-біотитові, кордієрит-біотитові різниці. Підлегла роль належить графіт-біотитовим гранітам. Графіт в таких породах, мабуть, відноситься до реліктових мінералів. Граніти аляскитовидні і аляскити складають окремі дайки і дайковидні тіла.

Кіровоградські граніти (мігматито-граніти) характерні наявністю сірих, рідше рожевих, вкраплень калієвого полевого шпата серед основної маси, що складається з кварцу, польового шпату, біотиту, рідше амфіболу. За розмірами вкраплеників розрізняють мілкопорфіровидні вкраплення розміром 0,5-2,0 x 0,4-1,0 см, крупнопорфіровидні 1-3 x 2,5-5 см гіганто-порфіровидні (4-8 x 5-15 см) мігматито-граніти.

Аплітоїдні і пегматоїдні граніти зазвичай мають жилоподібну форму при різній потужності від тонких ін'єкцій в гнейсах відносяться до двох різних

етапів постультраметаморфічної (постмагматичної) діяльності. Однак, в обох випадках вони володіють приблизно однаковим складом і визначити їх вікову приуроченість можна лише за вміщуючими і прилеглими породами.

Пегматити, пегматоїдні граніти широко розвинуті на північному фланзі Ватутінського родовища, де вони ін'єктують гнейси тонкошарового горизонту, зустрічаються, також, в полях розвитку гранітів і мігматитів. Звичайно, це субзгідні дайки, дайковидні тіла, в окремих випадках мають січний, кососіку-чий характер.

Магматичні утворення представлені породами декількох вікових груп. Найбільш ранніми серед них є базити, гіпербазити райпольського палеопротерозойського віку [5]. Перераховані породи складають дайки, дайковидні тіла північно-західного орієнтування. Дайки утворюють серії зближених тіл потужністю від перших метрів до 105-120 м. Кількість дайок в межах таких серій може досягати декількох десятків. Потужність їх коливається від перших метрів до 15-20 м, протяжність дайкової смуги в південно-східному напрямі досягає 8-10 км.

В межах Ватутінського родовища зустрінуті декілька дайок лампрофірів. Дайки залягають в тілі рудних альбітитів, потужність дайок 45-50 см, протягання 0-5°, падіння на захід під кутом 65°. Текстура породи малосланцювата, структура порфіровидна. Порода інтенсивно катаклазована, окварцована і карбонатизована. Лампрофіри за віком являються дорудними і дометасоматичними. Виявлені в глибоких свердловинах, розкриваючих Новопавлівський розлом (св. № 6017, 6319).

Діабази встановлені в південній і північній частинах Ватутінської площі. У південній частині вони групуються в межах смуги, що є північно-західним закінченням Суботсько-Мошоринського дайкового поясу, пов'язаних з системою північно-західних порушень (300-310°). Потужність дайок діабазів коливається від перших метрів до десятків метрів. Діабази по відношенню до натрових метасоматитів і зв'язаного з ними уранового зруденіння, мабуть, слід розділити на два різновиди: дорудні (дометасоматичні) і пострудні

(постметасоматичні). Дорудні дайки, зазвичай, брекчирові, катаклазировані і в різній мірі заміщені новоутвореними мінералами (хлоритом, епідотом, альбітом, актінолітом, рибекитом). При достатній інтенсивності процесу натрового метасоматозу утворюються аподіабазові альбітити. Останні характерні для деяких урановорудних об'єктів Новокопчанського рудного вузла [6].

В Кіровоградській зоні розломів (район с. Миронівна) розвинені сієніти, які контактують як з гранітами так і з трахітоїдними мігматито-гранітами. При цьому всередині трахітоїдних гранітів і лейкократових різниць порфіровидних гранітів (Коростенського комплексу) розвинені лейкократові сієніти, позбавлені олівіну і піроксену і містять до 5-8% біотиту, рідше амфіболу. В сієнітах, розвинених всередині основних порід і контамінованих гранітів, сума темно-забарвлених мінералів перевищує 20-26%. Навіть в останньому випадку хімічний склад сієнітів характеризується вмістом кремнезему і лугів, зниженим в порівнянні з середнім складом сієнітів по процентному вмісту магнію і кальцію, що дозволяє вважати їх метасоматичними утвореннями.

Висновки до розділу

1. Геологічна будова і масштаби Мічурінського і Ватутінського родовищ, їх морфологія і розміри метасоматичних і рудних тіл залежать від деталей будови зон розломів і їх взаємин з основними пликативними структурами.

2. Площа Ватутінського родовища приурочена до Березівської антикліналі та контролюється системи розломів, що відносяться до Аннівсько-Звенигородської зони.

3. Мічурінське родовище, на відміну від Ватутінського, утворене поєднанням трьох структур: Соколовської брахиантикліналі, другорядних плікативних структур Приінгульського синклінорія та Кіровоградської зони розломів.

4. У стратиграфічному розрізі площі родовищ виділяються кайнозойська ератема і палеопротерозойська еонотема. Осадовий чохол обох родовищ складається з гнейсів різноманітного складу, але окремо для Ватутінського родовища характерні ще сланці. Ультраметаморфічні породи в обох родовищах,

представлені гранітами і мігматитами. Магматичні утворення Ватутінського родовища представлені породами декількох вікових груп. Найбільш ранніми серед них є базити, гіпербазити райпольського палеопротерозойського віку. Також в цьому родовищі зустрічаються магматичні лапрофіри.

Не для копіювання 103М-21-1

2 МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

В процесі написання кваліфікаційної роботи використовувався комплекс методів наукового дослідження. В основу методичної бази закладено системний підхід, за допомогою якого узагальнено результати різноманітних окремих методів досліджень, що включає: розрахунковий, інформаційний, статистичний, хронологічний, порівняльний тощо.

Методика проведення досліджень включала в себе комплекс робіт:

- 1) аналіз та узагальнення даних літературних джерел;
- 2) вивчення розрізу рудоносних літолого-стратиграфічних комплексів;
- 3) лабораторна обробка препаратів;
- 4) з'ясування закономірностей локалізації рудоносних порід;
- 5) дослідження чинників геологічного контролю рудної мінералізації.

Вибір методів дослідження продиктований змістом перерахованих завдань і реальними умовами їх виконання.

На першому етапі роботи були зібрані, проаналізовані та узагальнені матеріали текстові та графічні дані про геологічну будову Мічурінського та Ватутінського родовища.

За результатами документації геологічних свердловин зібрані матеріали і створена база даних досліджуємих родовищ. На останньому етапі було проведено узагальнення даних, які були отримані при проведенні досліджень.

У вирішенні поставлених завдань використані традиційні методи вивчення речового складу - петрографічний, мінераграфічеській мінералогічний, а також методи металлогенического аналізу (рудно-формаційний аналіз, порівняльно-геологічний, метод визначення рівня ерозійного зрізу).

Петрографічні дослідження і визначення властивостей рудних мінералів проводилися в лабораторії вивчення речового складу корисних копалин Національного технічного університету «Дніпровська політехніка» з використанням рудних поляризаційних мікроскопів Альта Полар Р-312, Полам Р-312 в

прохідному і відбитому світлі, бінокулярного мікроскопа Мін-6, мікротвердометра ПМТ-3.

В ході роботи було вивчено 25 шліфів і 18 аншліфів; проглянуто 50 шліфів з колекцій інших дослідників; вивчені результати: силікатних хімічних, спектральних напівкількісних, мікроспектральних лазерних, термічних і ізотопних аналізів. Ці методи були використані з метою визначення літолого-технологічних типів порід, що вміщують зруденіння.

Для виявлення детальних закономірностей розміщення рудоносних формацій автором проведено зіставлення і аналіз, побудованих раніше геологами, тектонічних схем і детальних геологічних карт Мічурінського та Ватутіньського родовищ, що дозволило визначити структурно-тектонічний пошуковий критерій на рудовиявлення уранових руд.

На завершальній стадії дослідження розглянуті чинники локалізації рудної мінералізації.

Висновки до розділу:

На підставі вищевикладеного представляється доцільною наступна послідовність проведення дослідницької роботи:

- 1) з'ясування закономірностей локалізації рудоносних метасоматів;
- 2) вивчення розрізу рудоносних літолого-стратиграфічних комплексів;
- 3) дослідження регіональних, районних і локальних факторів геологічного контролю рудної мінералізації;
- 4) вибір найбільш перспективних локальних тектонічних структур розташованих в зонах зчленування глибинних розломів;
- 5) виділення перспективних ділянок та обґрунтування критеріїв прогноза.

3 ПЕТРОЛОГІЯ РУДОВМІЩУЮЧИХ ПОРІД МІЧУРІНСЬКОГО ТА ВАТУТІНСЬКОГО РОДОВИЩ УРАНУ

3.1 Речовий склад рудоносних метасоматитів Ватутінського родовища

Загальна протяжність порід в межах Ватутінського родовища, в тій або іншій мірі порушених метасоматичними змінами, упродовж Східно-Курниківського розлому перевищує 3 км при ширині до 600 м і розвитку на глибину більше 1,2 км.

Внутрішня будова цієї смуги дуже неоднорідна і характеризується зональністю. В узагальненому виді, як і на інших родовищах, виділяються три зони метасоматозу, що становлять метасоматичну колонку: зовнішня, проміжна і внутрішня. Зовнішня зона охоплює найменш змінені породи, для проміжної характерний розвиток альбіт-мікроклінових метасоматитів, внутрішня зона представлена власне альбітитами.

Внутрішня будова зони метасоматозу цілком визначається дометасоматичним планом тріщинно-катакластичних структур і літолого-петрографічним складом початкових порід. Метасоматичні тіла характеризуються складною формою контактів, переривчатістю, роздуваннями і пережимами потужності, розвитком апофізу і скіпанням.

По своєму положенню в структурі родовища метасоматичні тіла підрозділяються на дві групи:

- 1) крутопадаючі, такі, що розвиваються уздовж розривних структур;
- 2) пологі, контрольовані зонами дрібної тріщинуватості.

Розміри метасоматичних тіл закономірно зменшуються з глибиною в міру загасання катакластичних структур клиновидного тектонічного блоку. Крутопадаючі тіла альбітитів характеризуються більшими розмірами (до 1200x1000x150м.) Пологі тіла є апофізи крутопадаючих, їх розміри по простяганню і падінню досягають декількох сотень метрів, а потужність десятків

метрів. Накладення дометасоматичних тріщинно-катакластичних зон на граніти і мігматити тонкошарового горизонту, зумовило багатоярусність будови зони метасоматозу.

Проміжна зона метасоматозу характеризується більшою мірою метасоматичною зміною порід. Для неї характерне утворення альбит-мікроклінових порід з хлоритом, епідотом, рибекитом і актинолітом (див. рис. 3.1).

Метасоматити проміжної зони утворюють переривчасті смуги потужністю від перших до 50 м і протяжністю до 500 м, що іноді змінюються по повстанню і простяганню метасоматичні тіла альбітитів.

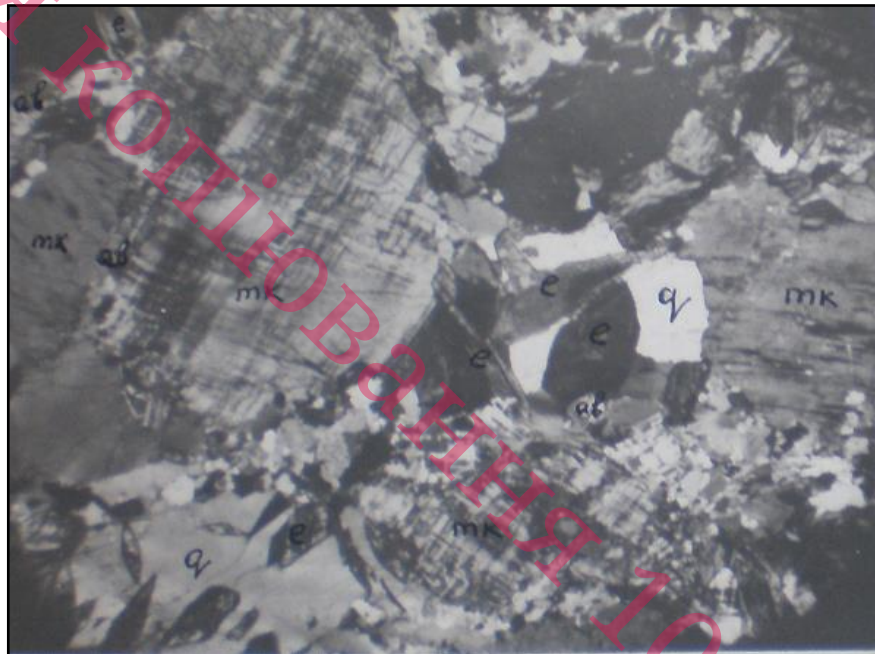


Рисунок 3.1 - Кварцевий сієніт епідотовий по граніту. е-епідот, q-кварц, а в-альбіт, тк-мікроклін. Збільшення 10х, з аналізатором. Свердловина 120, глибина 371,5 м

Найбільш характерними для порід проміжної зони родовища є наступні мінеральні асоціації:

- 1) альбіт+мікроклін+епідот+хлорит+кварц+біотит,
- 2) альбіт+мікроклін+актиноліт+епідот+біотит+карбонат+сфен+кварц+магнетит,
- 3) альбіт+мікроклін+кварц+біотит+хлорит+гематит;

4) альбіт + мікроклін + рибекит + карбонат + сфен + актиноліт + егірін + біотит + гематит + кварц.

У проміжній зоні плагіоклаз розкислюється до альбіту. Епідот перерозподілений і перекристалізований у великі зерна. Мікроклін залишається без змін. Як правило, мікроклін містить дисперсний гематит. Гнізда і лінзи кварцу представлені, зазвичай, монозерном, по межах заміщеним пластинчатим альбітом. В окремих випадках, кварц заміщається новоутвореним мікрокліном. Нестійкі в цій зоні гранат-ельмандин, магнетит і монацит. Релікти граната повністю заміщаються хлоритом, магнетит в різній мірі мартитизується або заміщається зеленою гідролітою, монацит частково заміщається гематитом, в центрі зерна зберігається релікти незаміщеного монациту.

Мікроклін міститься в породі в кількості - 20-60%. Мікроклін представлений, як великими (розміром від 2 до 5-7 мм.) зернами неправильними зернами. Мікроклін насичений частками гідрооксидів заліза і дисперсним гематитом, що надає забарвленню породи рожеві тони. В великих зернах мікрокліну дуже рідко спостерігається включення дрібних зерен плагіоклазу.

Плагіоклаз (15-50%) представлений альбітом, рідше альбіт-олігоклазом, що утворює зерна пластинчатої форми розміром 1,5-3мм., полісинтетично здвоєні, деформовані. Для альбіту характерна відносна чистота зерен. Включення рідкісні, представлені вони епідотом, актинолітом, серицитом, карбонатом, променистими скупченнями буро-зеленого біотиту. Зерна епідоту групуються в центрі зерен плагіоклазу. Зрідка епідот має "напіврозчинений" вигляд.

Хлорит присутній в кількості від одного відсотка до 7-10%, рідко більше, в двох морфологічних різницях: лейстовидний по біотиту і розетковидний, мікропластинчатий. Хлорит розетковидний утворює жилкоподібні, незграбні і неправильної форми скупчення.

Епідот (2-15%, рідко більше) утворює стовпчасті призматичні ідіоморфні, іноді зональні зерна, безбарвні, або світлозеленовато-жовтого і слабо бурого кольору, тонкі прожилки. Розподіляється по межах великих зерен польового шпату і уподовж катаклазованих зон. Утворюють гніздовидні і

жилковидні скупчення. Спостерігається в зрощенні з дрібнолускатим біотитом і хлоритом, або поблизу мусковіту (див. рис. 3.1).

Біотит зеленувато-бурого, брудно-зеленувато-бурого кольору, виділяється у вигляді скупчень дрібних лусочок (розміром від 0,01-0,02 мм. до 0,1-0,3мм.), що обволікають великі зерна польового шпату. В результаті перекристалізації утворює дрібно- і мікролускаті агрегати. Місцями біотит розщепляється на тонкі волокна і заміщається лужним амфіболом (див. рис. 3.2.).

Лужний амфібол (рибекит, крокидоліт) присутній в кількості від 1 до 15% у вигляді шостоватих тонкопластинчатих, голчастих кристалів, волокнистих агрегатів брудно-зеленувато-блакитного, блакитного, фіолетово-блакитного кольору. Утворює гніздоподібні віялоподібні променисті скупчення. Розподіляються на межі з гніздами кварцу, біля великих зерен польового шпату, або уповдовж катаклазованих зон. Нерідко спостерігається заміщення лужним амфіболом біотиту з новоутворенням сфену і альбіту. З лужним амфіболом в тій, або іншій кількості асоціює сфен, лейкоксен, гематит.

Актиноліт утворює пластинчаті зерна і голчасті кристали, зібрані в променисті агрегати розміром 0,3 x 0,6мм і паралельно-шостоваті скупчення. Зустрічається волокнистий і тонковолокнистий актиноліт з розміром волокон 0,2 x 0,002мм, 0,004 x 0,02 мм.

В асоціації з актинолітом зустрічаються дрібні лусочки біотиту, сфен, гідрослюдисто-глинистий мінерал, зрідка епідот, радіально-променисті скупчення гематиту.

Барит присутній від одиничних зерен до 3%. Утворює зерна неправильної і пластинчатої подовженої форми. Переважно знаходиться в зрощенні з карбонатом і оточений бурими гідроксидами заліза.

Гранат зрідка виявляється як новоутворений дрібнозернистий мінерал, яскраво-жовтого кольору з розміром зерен 0,03 - 0,008 мм, 0,1 - 0,2 мм, слабо анізотропний.

Кварц повсюди зустрічається в породах проміжної зони від одиничних зерен до 15 - 20%. Великі зерна його з хмарним згасанням утворюють

гніздовидні скупчення, місцями дрібногранобластові агрегати. Кварц частково заміщається альбітом і мікрокліном.

Внутрішня зона натрієвого метасоматозу представлена альбітитами, широко розвиненими на родовищі. За ознакою заміщення початкових порід виділяються декілька структурних різниць альбітитів: дрібнозернисті, середньозернисті, нерівномірнозернисті і крупнозернисті. Апогнейсові альбітити зустрічаються на родовищі значно рідше, ніж інші різновиди (див. рис. 3.3., 3.4., 3.5., 3.6, 3.7).

Найбільш поширеними на родовищі є апогранітові і апомігматитові альбітити. По мінеральному складу серед альбітитів Ватутінського родовища виділяються наступні різновиди:

- 1) рибекитові;
- 2) рибекит-эгиринові;
- 3) эгиринові;
- 4) флогопитові.

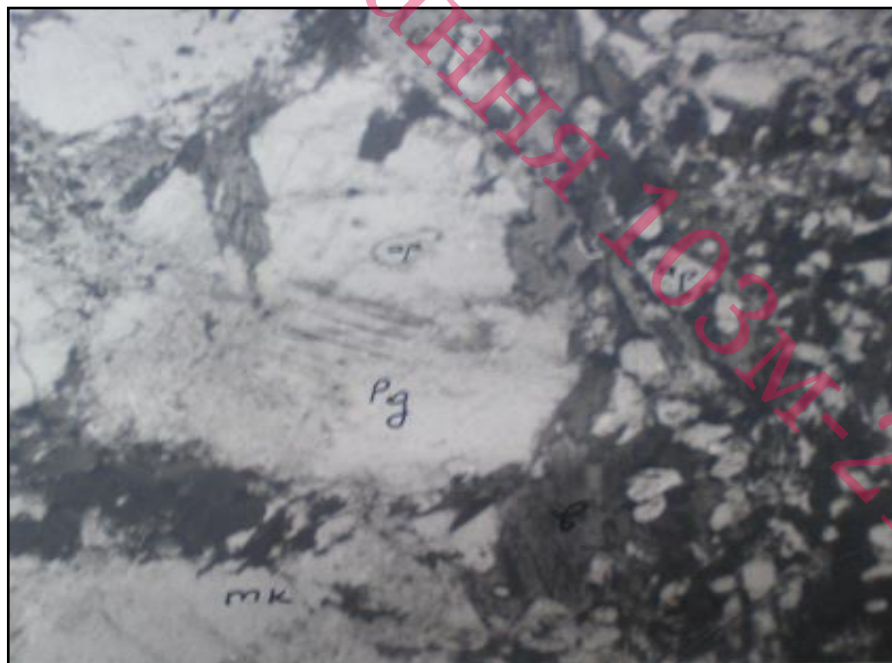


Рисунок 3.2 - Мігматит із зони біотизації ар-апатит, z_r –циркон, mk –мікроклін, свердловина 728 глибина 637,2 м, збільшення $20\times$ без аналізатора

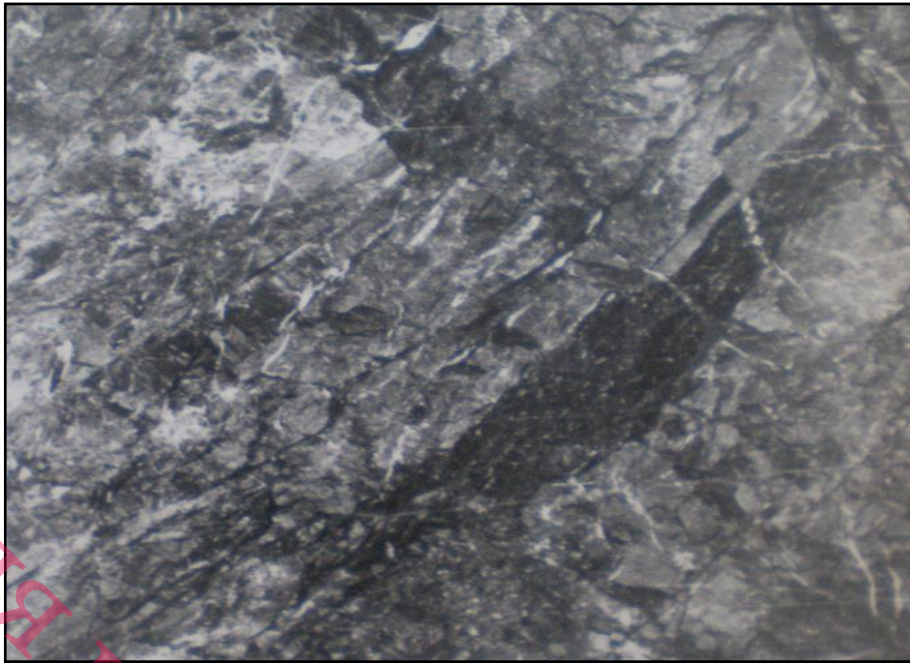


Рисунок 3.3 - Альбітит апогнейсовий з карбонатними прожилками.

Горизонт - 115



Рисунок 3.4 - Альбітит по ортогнейсу в апопегматоїдному альбітиті.

Горизонт - 115



Рисунок 3.5 - Альбітит по магмативним гранітним жилам серед апогнейсових альбітитів. Горизонт – 115.

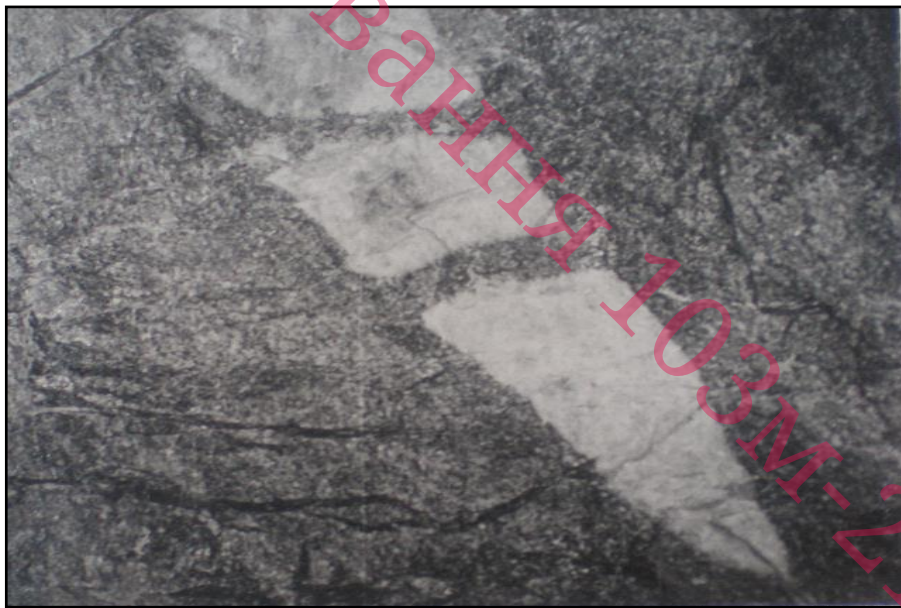


Рисунок 3.6 - Лейкократовий альбітит по лінзі аплітоїдного граніту серед меланократового апогранітового альбітиту. У поперечних тріщинах егірин. Горизонт – 115.

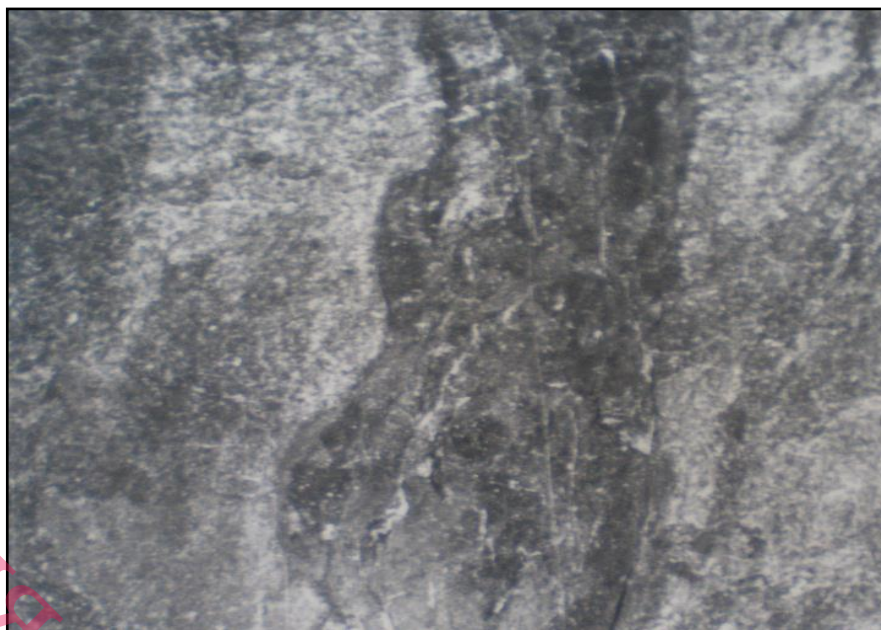


Рисунок 3.7 - Флогопіт-карбонатний альбітит по ортогнейсам серед апо-мігматитового альбітиту. Горизонт – 115.

Відносно часто зустрічаються на родовищі лейкократові різноманітні альбітиту, продукти заміщення жильного аплитовидного матеріалу, мігматити, що майже не містить темнокольорових мінералів. Найбільш поширеними в порівнянні з іншими альбітитами виявляються рибекит-эгиринові (рис. 3.8).

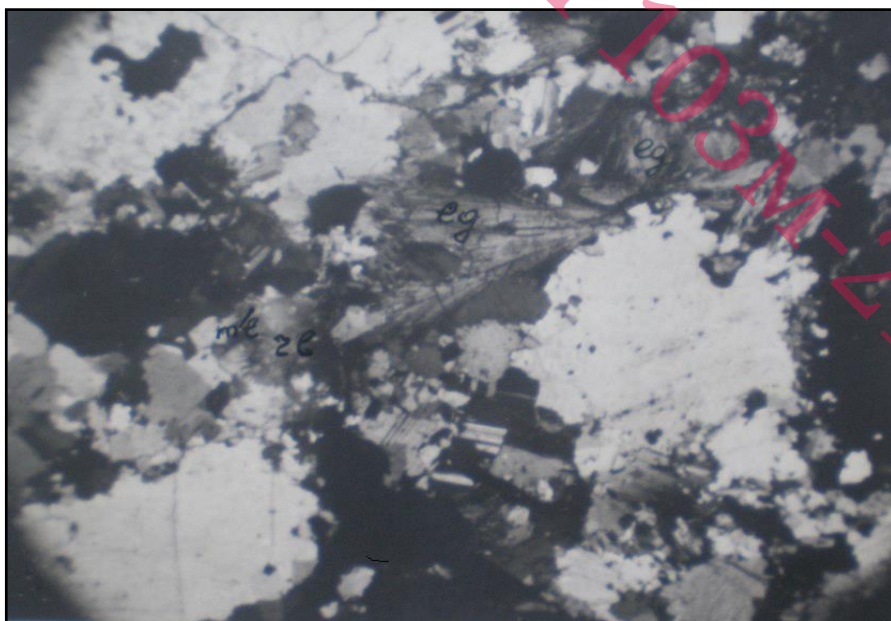


Рисунок 3.8 - Альбітит рибекіт-егіриновий по мігматиту. ав-альбіт, ег-егірин, rb-рибекит, me-малакон. Збільшення 10^x з аналізатором

Незначне місце займають альбітити з актінолітом та епідотом і біотитові. Зміст темнокольорових мінералів в альбітитах знаходяться залежно від вмісту кольорових мінералів в початкових породах.

Відмітною особливістю альбітитів, початковими породами для яких послужили граніти і мігматити гранітного складу, являється часта присутність в них кварцу, в кількості від одиничних зерен до 5-25%. Вміст кварцу, навіть в рудних альбітитах, іноді досягає 10-15%. Кварц двох генерацій: залишковий і пізніший, такий, що з'явився в альбітитах в результаті окварцювання. За змістом кварцу альбітити підрозділяються на кварцеві (більше 10% кварцу), кварцвміщуючі (5-10%) і безкварцові (0-5% кварцу). Альбітити, що розвиваються по гнейсам і мігматитам діоритового складу, майже не містять кварцу.

У просторовому розподілі перерахованих різновидів альбітитів внутрішньої зони можна намітити підзони:

1) Крайова підзона, представлена альбітитами з актінолітом, або епідотом, що утворюються в умовах зниженої активності натрію. Характерними парагенетичними асоціаціями мінералів для цієї підзони є: альбіт + актиноліт + біотит + епідот + хлорит + кварц + сфен + -магнетит+карбонат + акцесорні + альбіт + епідот + актиноліт + сфен + - кварц + гематит + карбонат.

2) Середня підзона, представлена альбітитами, що містять переважно рибекит. Альбітити цієї підзони утворюються в умовах середньої активності натрію. Характеризується мінеральною асоціацією: альбіт + рибекит + - кварц + біотит + сфен + карбонат + егірин + магнетит + соматит + акцесорні.

3) Центральна підзона альбітитів внутрішньої зони характеризується найбільш високою активністю натрієвого метасоматозу: альбіт + егірин + рибекит.

Окрім альбіту, в змінних кількостях в альбітитах встановлені: рибекит 0,5-30%, егірин 0,5-30%, родусіт - 1-15%, флогопіт - 0,5-17%, рідко до 30%, карбонат 1-20%, сфен. Рідко зустрічаються: хлорит, епідот, актиноліт, біотит,

гідрослюда, барит, апатит, монацит, ільменіт з лейкоксеном, циркон натронизований, магнетит, пірит, гематит, гідрооксиди заліза, лімоніт, серицит, гідрогематит, мартит, глинистий мінерал, цеоліти.

Рибекит утворює призматичні голчасті кристали і запутанноволокнисті виділення зеленувато-блакитного, блакитного і яркосинього з фіолетовим відтінком кольору.

Всередині зерен рибекиту іноді зберігаються релікти антиноліту і біотиту. Поблизу рудних покладів разом з рибекитом розвивається жовтий волокнистий родусит, що утворює поступові переходи з рибекитом. Родусит часто є пізнішим утворенням, ніж рибекит і егірин. У рибекиті нерідко видно вкраплення сфену. З рибекитом іноді асоціює магнетит, гематит у вигляді неправильних зерен. Рудні мінерали утворюють вкраплення в рибекиті, або в безпосередній близькості від нього.

Уранові мінерали, якщо вони зустрічаються, утворюють найдрібніші вкраплення і тонкі прожилки, навколо яких родусит набуває червоний відтінок. Рибекит розвивається в проміжках зерен альбіту у вигляді цементу і в зонах катаклазу. Скупчення рибекиту неправильної форми, прожилковидні, паралельно-голчасті обволікають великі зерна альбіту. Волокнистий рибекит утворює гіллясті, витягнуті уздовж звивистих тріщин, скупчення, вrostки в новоутвореному альбіті. У альбітитах спостерігаються поступові переходи від актиноліту до лужного амфіболу.

Егірин зустрічається в декількох різновидах:

- 1) скритокристалічний з високим двозаломленням бурого кольору;
- 2) дрібнозернистий голчастий, зірчастий, радіальнопроменевий буро-зеленого кольору з розміром голок і зерен від 0,008 x 0,05, або x0,1 мм. до 0,4x0,9 мм;
- 3) жовтувато-зелені стовпчасті призматичні кристали розміром 0,4x2,5 мм, що зрідка досягають розміру 3-4 мм і, навіть, 3 см.

Великі зерна егірину помітно плеохроїрують в зеленуватих і світлозеленовато-жовтих і світложовтих тонах. Зустрічається егірин в парагенезісі з

рибекитом, флогопітом, карбонатом, сфеном, рудними і урановими мінералами (див. рис 3.9).

Флогопіт утворює скупчення дрібних різно-орієнтованих, злегка витягнутих лусочок буро-жовтого кольору розміром 0,1-0,3 мм в зрощенні з егірином у відособлених ділянках.

Карбонат в альбітитах внутрішньої зони зустрічається в декількох генераціях. До найбільш ранньої відносяться дрібнозернисті доломіт і кальцит, які разом з серицитом утворюють вкрапленість в альбіті.

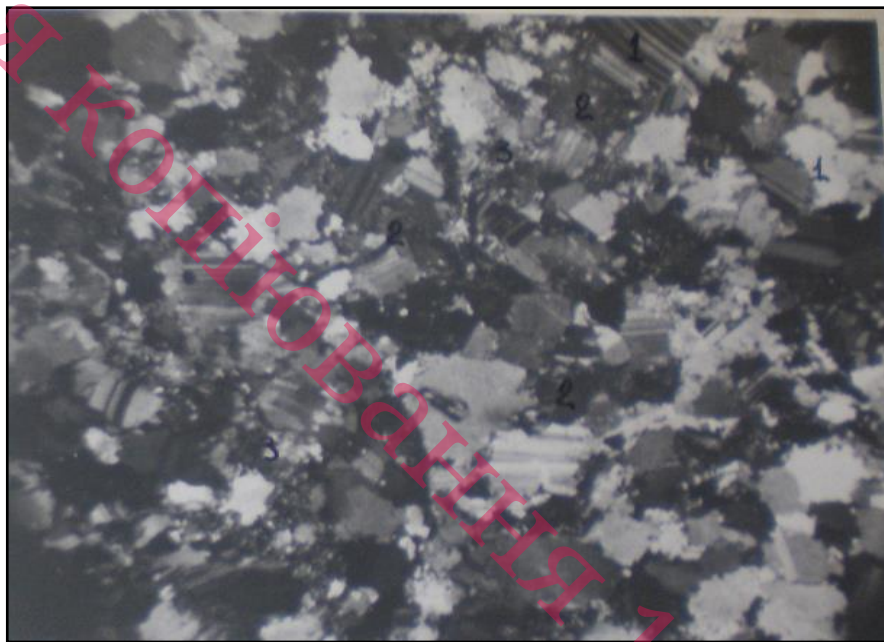


Рисунок 3.9 - Альбітит рибекіт-егіриновий по гнейсу. 1-альбіт, 2-егірин і рибекіт, 3-ділянка з реліктовим катаклазом. Збільшення 10^x , з аналізатором

Другою генерацією карбонату слід вважати більш крупнозернисті його агрегати, що метасоматично розвиваються, по лужним темнокольоровим мінералам і частково по альбіті. Представлений він, в основному, кальцитом, рідше доломітом. Найбільш пізнім є карбонат-кальцит, що утворюється в після-рудну стадію. Виділяється він у вигляді неправильних зерен, що заповнюють тріщини. Гіпергенний кальцит зустрічається у вигляді плівок на площинах прихованих тріщин в обводнені зоні.

3.2 Речовинний склад рудовміщуючих порід Мічурінського родовища

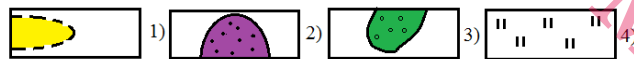
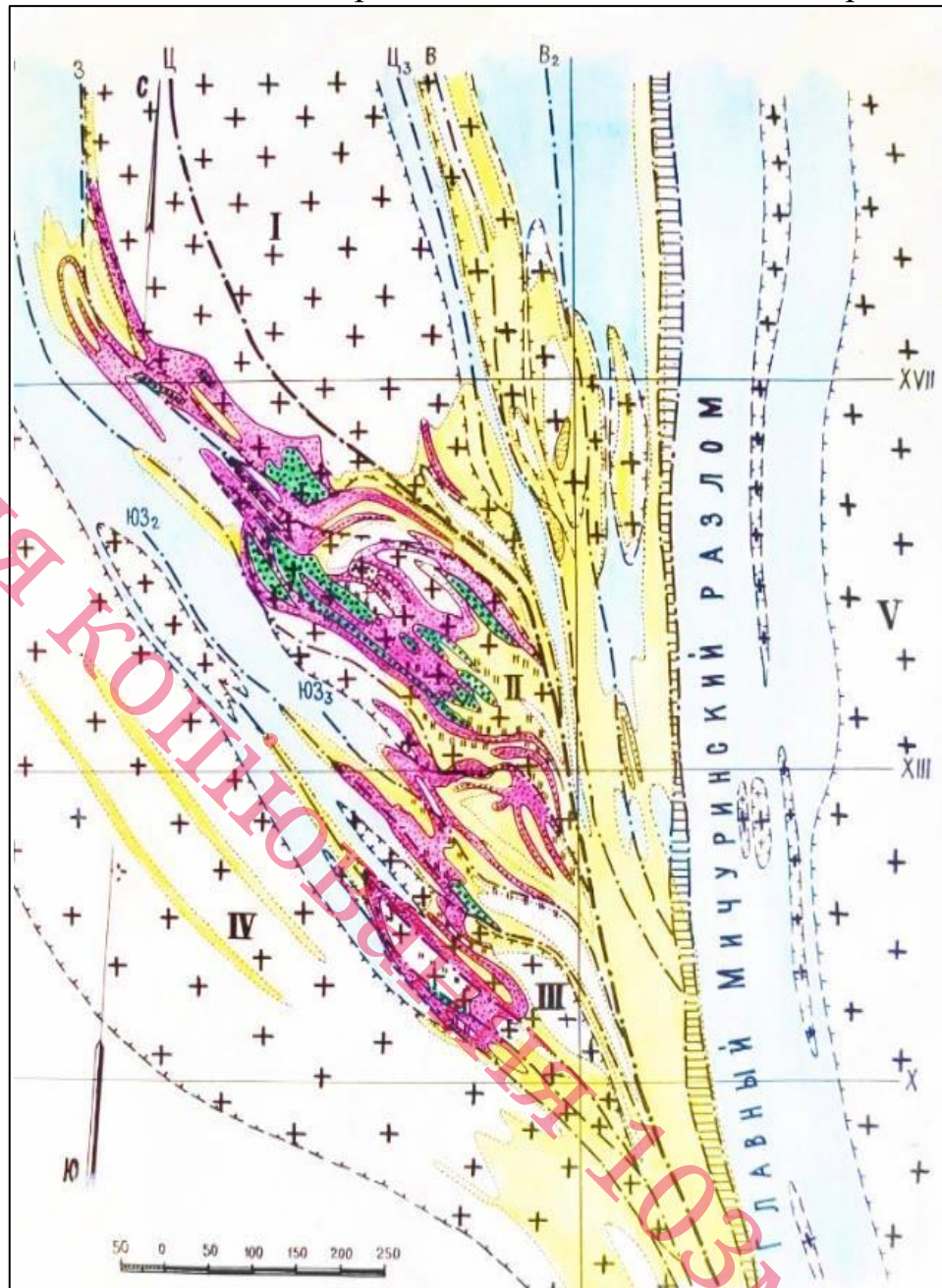
Натрові метасоматити є типовими утвореннями Кіровоградської зони розломів і Кіровоградського рудного поля та підпорядковуються тому ж структурному контролю, що і уранове зруденіння але значно ширше і утворюють такі зони - Східну, Центральну і Західну (разом з Південно-Західною). Східна зона метасоматитів просторово збігається з Східною гнейсовою пачкою і контролюється Головним Мічурінським розломом і системою опорних з заходу східних тектонічних порушень. З боку ця зона обмежується центральним тектонічним порушенням (рис. 3.10). Метасоматична зональність проявляється всередині кожного типу заміщення порід і виглядає наступним чином:

- 1) зовнішня зона слабких змін, що відповідає за складом і ступенем мілливості граносієнітам, кварцовим сієнітам або альбітизованим біотит-хлоритовим гнейсам;
- 2) середня зона, що відповідає за складом сієнітів або альбіт-хлоритовим породам хлоритовим альбітитами;
- 3) внутрішня зона (повної зміни), що відповідає за складом крупнопластинчатим (апогранітним) альбітитами.

Метасоматити другої зони представлені на родовищі сієнітами середньо і грубозернистими (апогранітними), крупно і гігантозернистими (апопегматитовими) і дрібнозернистими гнейсовидними (апогнейсовими). Останні макроскопічно важко відрізнити від гнейсів і цукроподібних альбітитів.

Зерна калішпату мають неправильну, таблитчасту форму, часто просто здвійниковані і містять численні реліктові зерна плагіоклазу, а також ділянки перетертої маси біотит-плагіоклазового складу. З наближенням до внутрішньої зони, метасоматозу спостерігається розвиток мікропластинчатого альбіту по зонках дроблення калішпатів [1].

1 - альбітита та сієніти хлоритові, 2 - альбітита і сієніти з рібекітом, 3 -



альбітита з егірином, 4 - прояви пізнього карбонатного метасоматозу

Рисунок 3.10 - Схема розміщення метасоматитів на горизонті - 33м [1]

В сієнітах також розвивається хлорит, епідот, карбонат, гідробіотит, гематит, лімоніт, лужний амфібол. Кількість цих мінералів залежить від віддаленості від ділянок альбітитів.

Подалі від контуру рудних зон розвивається в основному хлорит пластинчастий з рідкісними реліктами біотиту і в асоціації з лейкоксомом, землистий епідот, рідко карбонат, пірит і магнетит. Нерідко пластинки хлориту збагачені тонкими голочками сагеніту.

У сієнітах, розташованих поблизу рудних зон або в їх межах, по зонах дроблення крім мікропластинчастого альбіту розвивається гематит, карбонат і мікрогольчатий гідробіотит. По гідробіотиту часто розвивається червоподібний хлорит і рібекіт, які іноді асоціюються з егіріном. Обидва ці лужних мінерали розвинені в загальних зонах, показаних на (рис. 3.10).

Апогнейсові сієніти дрібнозернисті (хлорит-альбітова порода, хлоритові альбітити) характеризуються дрібнозернистою будовою (розмір зерен менше 1 мм), відносно високим вмістом кольорових мінералів у кількості, що відповідає вмісту біотиту в гнейсах. Дуже часто в апогнейсових сієнітах зберігається характерний для гнейсів текстурний візерунок, що виражається в наявності смуг, збагачених і збіднених кольоровими мінералами [1].

Альбітити є продуктами найбільш повного процесу натрієвого метасоматозу і представлені олігоклазитами (апопегматитовими), пластинчастими (апогранітовими) і ізометричнозернистими або сахаровидними (апогнейсовими). Олігоклазити зазвичай світло-сірі або рожеві породи майже без домішки темнозабарвлених мінералів, що відрізняються гігантозернистістю (до 7-12 см) і досконалою спайністю кристалів. Колір породи змінюється в залежності від домішки темнозабарвлених мінералів, від світлосірого або рожевого до строкатого, майже темного.

Нерідко зустрічаються пластинчасті альбітити (рис. 3.11), які майже не містять темнозабарвлених мінералів.

Структура породи зазвичай таблитчатозерниста. У ділянках, не порушених тектонікою гіпідіоморфнозерниста, іноді порфіровідна. У ділянках катаклаза і дроблення катакластична, брекчіїєвидна або мілонитова, часто спостерігається вторинна перекристалізація подрібненого матеріалу, з утворенням бластоцементних структур. Мінералогічний склад крупнопластових

альбітитів різноманітний, в залежності від інтенсивності складеного мінералоутворення, яке часто залежить від ступеня дроблення породи [5].



Рисунок 3.11 - Пластинчастий альбітит. Ніколі + збільшення 15х (1- альбітит I генерації, 2- альбітит II генерації, 3- хлорит, 4- рудні мінерали (магнетит, пірит)

Новоутворені мінерали в альбітитах займають в середньому 15-25% і розвиваються в основному в зонах тріщинуватості і дроблення. З темнокольорових мінералів присутні хлорит, епідот, цоїзит, родузит, егіриніт. Також накладаються кальцит, розетковидний і тонкопластинчатий альбіт, рудні мінерали, залізна слюдка, гематит, магнетит, пірит, галеніт, халькопірит, борніт і уранові мінерали.

Плагіоклаз представлений великими таблитчатими зернами з вузькими полісинтетичними двійниками.

Темнокольорові мінерали: хлорит, родузит, егіриніт мають волокнисті, радіально-променисті і сноповидні агрегати у формі псевдопрожилків, які розвиваються між крупними зернами альбіту і по тріщинах, що характерно для

метасоматичних утворень. Карбонат розвивається у вигляді дрібно- і крупнозернистих утворень по зонах дроблення.

Цукровидні альбітита являють собою щільні, темно-сірі або рожеві породи з дрібнозернистою будовою гранобластовою і лепідогранобластовою структурою. Під мікроскопом порода має рівномірно ізометричнозернисту структуру плагіоклазу (рис. 3.12). з розміром зерен 0,1-0,5 мм.

Плагіоклаз представлений альбітом і альбіт-олігоклазом і в породі становить 85-90 %. Крім того, в породі зазвичай присутні: хлорит по біотиту, новоутворення карбонату, епідоту, цоізиту, дистену, лейкоксену, а також родузит, егіриніт, гематит, магнетит, пірит і в ділянках зруденіння уранова мінералізація.

Рисунок 3.12 – Альбітит мілкозернистий. Ніколі + збільшення 3,7х (1-



альбітит I генерації здвоєний, 2- хлорит, 3- епідот)

Вміст калію в цукровидних альбітитах дорівнює 1,5-2%, воно зазвичай вище, ніж в пластинчастих (0,1-1%) за рахунок недозамінного калішпату, присутнього в гнейсах. Як пластинчасті, так і цукровидні альбітита можуть бути однаково інтенсивно рудоносні [1, 21].

Під мікроскопом в апогранітних і апопегматитових альбітитах добре встановлюються катакластична, цементна брекчієвидна і мілонітова

структури. Характерна наявність цементу, представленого перетертою масою, в якій нерівномірно розподілені великі уламки незграбної форми. Порода складається з альбіту, який присутній в трьох різновидах; тонкоздвійникований, шаховий, мікропластинчатий до розетковидного.

Шаховий альбіт становить 50-65 % від маси породи. У великих зернах часто спостерігаються прості двійники, успадковані, цілком ймовірно, від калішпату, за яким шаховий альбіт розвивається іноді зі збереженням скелетної структури.

Мікропластинчастий і розетковидний альбіт є більш пізнім і розвивається в подрібненому цементі, рідше по тріщинах в тонкоздвойникованому і шаховому альбіті. В тісній асоціації з цією різницею альбіту знаходяться хлорит, епідот, карбонат, гідробіотит, рибекіт, егіриніт, магнетит, гематит, лимоніт, дістен, лейкоксен, акцесорні мінерали: циркон, апатит, малакон (іноді до 15%) уранові мінерали.

Для Центральної і Західної зон альбітитів характерні гідробіотит, хлорит, епідот, карбонат, магнетит, гематит, лимоніт, лейкоксен, тонкогольчатий сагенит. З акцесорних мінералів присутні циркон, та змінений апатит. Хлорит розвивається по гідробіотиту, має зазвичай червоподібну, розетковидну або мікропластинчасту будову. В альбітитах Центральної і Західної зон відсутні хлорит і епідот. У рідкісних випадках присутній цоізит. Широким розвитком користуються гідробіотит, карбонат, рибекит, егіриніт. Останні часто асоціюють з гематитом і карбонатом і розвинені в ділянках катаклазу.

При мікроскопічному вивченні апогнейсові альбітита представляють гранобластову, лепідограно-бластову, фіброгранобластову, а в інтенсивно дроблених ділянках катакластичну, мілонитову структуру. Текстура породи масивна. Переважна маса породи (70-80%) представлена тонкоздвійникованим альбітом, рідко шаховим в зернах ізометричної, короткотаблицької форми. У міжзернових ділянках, розвиваються мінерали: хлорит, епідот, карбонат, гідробіотит, рибекіт, егіриніт, магнетит, гематит, лимоніт, пірит, малакон, лейкоксен.

У вигляді реліктів, що залишилися від гнейсів, присутні іноді біотит, циркон, апатит. У разі розвитку сахаровидних альбітитів по згадуваним вище ортогнейсам, в породі зберігається реліктовий дістен характерної форми і присутній амфібол актинолітового ряду або звичайна рогова обманка, за якими розвивається рібекіт (рис. 3.13).

За парагенетичними асоціаціями розрізняються апогнейсові альбітити Східної і Центрально-Західної, зон.

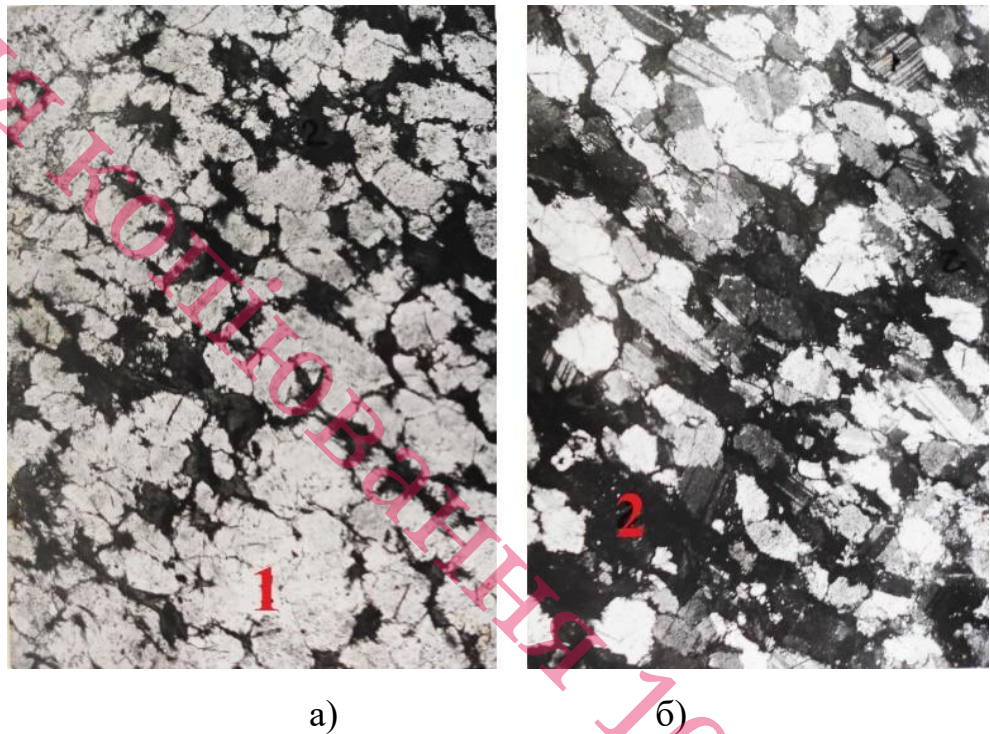


Рисунок 3.13 - Апогнейсовий альбітит, що складається з альбітита (1) і рібекіта (2). Збільшення. 20х: а) при одному ніколі; б) при схрещених ніколях

Висновки до розділу:

1. Уранове зруденіння на Ватутінському родовищі пов'язане з альбітитами. В сієнітоподібних породах у ряді випадків спостерігається лише незначне підвищення вмісту урану. Основна маса рудовміщуючих альбітитів розміщена в лежачому боці Головного Західного розлому, в смузї довжиною понад 3 км, шириною 0.6 км, глибиною понад 1.2 км.

2. Альбітити Ватутінського родовища складені переважно альбітом (60-95%), темнобарвними мінералами (0-40%), кварцом (0-35%). За асоціаціями темнобарвних мінералів альбітити діляться на лужноамфібол-егіринові і епідот-хлоритові.

3. Рудовміщуючі метасоматити Мічурінського родовища представлені сієнітами та альбітитами. В сієнітах розвивається калішпат, плагіоклаз хлорит, епідот, карбонат, гідробіютит, гематит, лімоніт, лужний амфібол. В альбітитах з темнокольорових мінералів присутні хлорит, епідот, цоїзит, родузит, егіриніт. Також накладаються кальцит, розетковидний і тонкопластинчатий альбіт, рудні мінерали, залізна слюдка, гематит, магнетит, пірит, галеніт, халькопірит, борніт і уранові мінерали.

Науково-технічне оцінювання 103М-21-1

4 ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ МІЧУРІНСЬКОГО ТА ВАТУТІНСЬКОГО РОДОВИЩ

4.1 Ураноносність метасоматитів Ватутінського родовища

В результаті аналізу, отриманих при описі шліфів і аншліфів, даних по речовому складу, а також інформації з фондкових геологічних звітів, гідротермально-змінені породи і метасоматити, характерні для Ватутінського рудного поля, автором дипломної роботи об'єднані в чотири формаційні типи (табл. 4.1).

Таблиця 4.1 - Типи урановміщуючих метасоматитів, їх морфологічні форми і геохімічна спеціалізація

Формаційна належність	Геохімічна спеціалізація	Просторова приуроченість і морфологічні форми
1	2	3
Урано-натрієва (альбітова) формація.		
Після-альбітове окварцювання	Ag, Bi, Pb	Розвивається у вигляді ореолів окварцювання у висячому і лежачому боках урановорудних зонах
Площадкові зміни і внутрішньорозломні лужні метасоматити	U	Слабо змінені породи (діафторити) складають площадкові ореоли, лужні метасоматити ("сієніти", альбітити) розвиваються у вигляді пластовидних тіл в порожнинах розломів

Урано-натрієва (альбітитова) формація представлена слабо зміненими породами, сієнітоподібними метасоматитами і альбітитами. Умовно до цієї ж формації віднесені післяальбітові зони окварцювання, виявлені в межах Ватутінського родовища урану. Нині відомі декілька таких зон в лежачому і висячому боках урановорудного об'єкту.

Зони окварцювання мають виразну спеціалізацію на Ag і Bi. Уперше аномальний зміст перерахованих елементів були виявлені тут в процесі розвідки Ватутінського родовища більше 30 років тому. У трьох випадках рівень

змісту Ag наближався до промислових значень: 100 г/т (скв. № 1750, окварцьований альбітит, лежачий бік), 70 і 300 г/т (скв. № 72, окварцьований мігматит, висячий бік).

Власне, метасоматити урано-натрієвої (альбітитової) формації мають чітку просторову приуроченість до розломів субмеридіональної-північно-західного орієнтування. З метасоматитами цієї формації пов'язано Ватутінське родовище і Південне рудовиявлення урану, а також велика кількість радіометричних аномалій.

Метасоматити урано-натрієвої формації представлені сієнітоподібними метасоматитами і альбітитами. Широком розвитком користуються альбіт-мікроклінові різниці, темнокольорові мінерали які представлені біотитом (гідробіотитом), хлоритом, епідотом.

Більш широко розвинуті хлоритові і епідотові різниці. У них альбіт переважає над мікрокліном. Епідот-хлоритові метасоматити широко розвинені в межах Ватутінського родовища, на його південних флангах і упродовж Новопавлівської структури. На північному фланзі Ватутінського родовища більш широко розвинені метасоматити строкатого складу: в них разом з хлоритом і епідотом, постійно присутній амфібол типу актиноліту. В цілому, описувана група метасоматитів, в порівнянні з альбіт-мікрокліновими гідробіотитовими різницями, відповідає інтенсивнішій стадії альбітитового процесу.

Альбітити - істотно польовошпатові породи. Промислове уранове зручення в межах Ватутінського рудного поля проявляється виключно в межах альбітитів. Ця особливість урановорудного процесу є характерною рисою не лише описуваного родовища, але властива усім рудним об'єктам урано-натрієвої (альбітитової) формації Українського щита.

Альбітити Ватутінської площі пов'язані із Західно-Курніковським, Східно-Курніковським, Новаківським розломами. Менш характерні вони для Новопавлівської структури. По складу темнокольорових мінералів описувані породи підрозділяються на рибекит-егіринові, хлорит-епідотові (з актинолітом) і гідробіотитові різниці.

В межах Ватутінського родовища переважають альбітити рибекит-егіринового складу. До них, в абсолютній більшості випадків, приурочено уранове зруденіння. Хлорит-епідотові, актиноліт-хлорит-епідотові різниці характерні для структур північного флангу Ватутінського родовища, де процес уранового зруденіння виявлений слабо. Ще на більшій відстані від родовища формуються гідробіотитові альбітити, що відрізняються, як правило, фоною радіоактивністю.

Склад порід в ході описуваного процесу істотно не міняється: кварц, мікроклін, плагіоклаз зберігаються на місці. Процес зміни полягає в незначному розкислюванні плагіоклазу, заміщенні біотиту дрібнолускуватим альбітитом і новоутворенні егірину і рибекиту. Останні найбільш охоче розвиваються, або усередині зерен кварцу, або уздовж їх контактів.

Метасоматити урано-натрієвої формації супроводжуються ореолами слабо змінених порід. Їх найбільш стійкий ореол площею близько 5 кв. км фіксується в районі Ватутінського родовища урану. Вміщуючі породи в ході описуваного процесу завжди зберігають початковий структурний для текстури малюнок. Суть процесу зміни полягає в нерівномірному розкислюванні плагіоклазу. Біотит в ході даного процесу заміщається хлоритом. Часто в асоціації з хлоритом утворюється серицит.

З метою оцінки на перспективність зруденіння Ватутінського родовища було проведено комплексне дослідження опису речового складу метасоматитів і результати геохімічних аналізів проб цих порід. Результати дослідження показали, що в межах площі, що вивчається, можна оконтурити п'ять комплексних рудних аномалій гідротермально-метасоматичного генезису і визначити їх як перспективні ділянки.

Перша комплексна рудна аномалія пов'язана з флогопіт-рібекит-егіриновими альбітитами. Майже в усіх шліфах флогопіт асоціює з карбонатом, сфеном, магнетитом, уранінітом. Вказаний парагенезис, зазвичай, розвивається уздовж окремих тріщин і зонок мікрокатаклазу, виразно накладаючись на більш ранні мінерали альбітитів.

Радіоактивна мінералізація представлена уранінітом. Характер виділень уранініта укралений. Вкрапленість останнього найчастіше приурочена до скупчень темнокольорових мінералів. Спільно з уранінітом іноді зустрічається настуран. Зазвичай з інтервалами украленого уранініта пов'язаний рядовий зміст урану до 0,8-3,2%.

Колір уранініту в прожилках чорний з фіолетовим відливом. У шліфах і аншліфах уранініт утворює суцільні маси, прожилково-лінзовидні форми. У їх межах уранініт асоціює з магнетитом, іноді зростається з ураном. Прожилкові скупчення уранініта по периферії обростають гематитом і лимонітом. Прогнозні ресурси цього покладу, підраховані з урахуванням середніх показників Ватутінського родовища (С ср. 0,137%; m гор. 15 м; к.р. 0,64; d 2,65 т/м³), складуть біля 10000т (категорія Р₃).

Друга комплексна аномалія складена альбітитами, мають рібекіт-егіриновий, рідше флогопит-рібекіт-егіриновий склад. Радіоактивна мінералізація представлена уранінітом. Останній носить укралений характер і приурочений до лінзовидних скупчень егірину. Іноді ланцюжки зерен радіоактивних мінералів простежуються уподовж зонок мікрокатаклазу. Прогнозні ресурси, підраховані від горизонту + 80 до горизонту - 130 складають 1700 т (категорія Р₂).

У аншліфах уранініт має чітко прожилковий характер. Форма зерен уранініта правильна, квадратна. Іноді спільно з уранінітом зустрічаються скорлуповидні округлі бруньки настурана і продукти руйнування бранериту. На відміну від першого рудного тіла, в цьому випадку інтенсивніше пройшли процеси гіпергенного окислення, що привело до утворення жовтих силікатів урану, встановлених в мінералогічній пробі.

Третя рудна аномалія пов'язана з рібекіт-егіриновими альбітитами, що розвиваються по катаклазитах і мілонітам. Радіоактивна мінералізація прожилково-вкраплена, тяжіє до скупчень темнокольорових мінералів. Представлена продуктами руйнування бранериту, уранінітом, жовтими вторинними силікатами урану і ільменит-урановою черню. Наявність вторинних уранових

мінералів вказує на окислення початкових руд. Прогнозні ресурси підраховувалися по категорії P_2 від горизонту -210 до горизонту -460. Ресурси, визначені з урахуванням середніх параметрів, приведених вище, складають 1800 т (категорія P_2).

Четверта рудна аномалія приурочена до флогопітових, карбонат-флогопітових альбітитів. З флогопітом, окрім карбонату, асоціює магнетит і уранініт. Іноді зерна уранініта обростають облямівкою уранової черні. У протолазці переважаючим мінералом є уранініт. З вторинних уранових мінералів в незначних кількостях зустрічаються силікати урану і магнетит-уранова чернь, що утворюється в результаті гіпергенної зміни первинних уранових руд.

П'ята рудна аномалія представлена альбітитами, представленими рібекіт-егіриновими різницями. Радіоактивна мінералізація розвивається по тріщинах, зонкам мікрокатаклазу. Вміст уранових мінералів - 10-15%. Переважають продукти руйнування бранериту, вторинні гідроксиди і силікати урану грають підлегле значення.

Первинна уранова мінералізація, представлена уранінітом, зустрінуто тільки в одній пробі з трьох. Тобто, процеси окислення первинних руд в п'ятому рудному тілі протікали інтенсивніше в порівнянні з чотирма попередніми випадками.

Геохімічні особливості альбітитів різних мінеральних типів близькі між собою. Слабка тенденція до накопичення Ti спостерігається в групі бранерит-вміщуючих різниць.

Породи з жильною уранінітовою мінералізацією мають понижений вміст Th , в цих же породах частіше, ніж в інших альбітитах, зустрічається аномальний вміст Cu .

У ряду безрудний (слаборудний) - рудний альбітит має місце досить виразне зростання вмісту Y і Yb .

Окрім мінералого-геохімічного вивчення уранових руд Ватутінського родовища, в першій і четвертій рудних аномаліях проводилося вивчення ізотопного віку уранініту.

Ізотопний вік жильного уранініту близький до 1740-1750 млн. років. Вказане визначення є цілком надійним, оскільки об'єкт дослідження представлений практично неокисленим уранінітом.

Вік уранінітів з різних родовищ Новокопчанського рудного вузла коливається від 1810 ± 5 до 1835 ± 25 млн. років [1]. Тобто, вік жильного уранініту, приведений вище, на 60-80 років молодше за загальноприйняті датування уранового рудогенеза альбітитою формації. Вказаний факт отримує надійне обґрунтування, виходячи з геологічно пізнішого віку прожилкового уранініту.

Приведений фактичний матеріал дозволяє зробити висновок: в контурах рядових руд Ватутінського родовища мають місце ділянки збагачення, пов'язані з накладеним прожилковим уранінітом. Форма таких ділянок гніздоподібна, лінзовидна. Розміри їх незначні як по потужності, так і по простяганню. Із-за обмежених параметрів подібні ділянки не представляють практичного інтересу і заслуговують на увагу тільки як прояви однієї з пізніх стадій процесу уранового рудоутворення.

4.2 Мінеральні різновиди уранових руд Мічурінського родовища

Уранініт на родовищі зустрічається рідше, ніж інші оксиди урану, і часто спільно з настураном. Уранініт спостерігається як в одиничних зернах в крупнопластинчатих альбітитах, олігоклазитах, так і у вигляді гнізд з найтоншою вкрапленістю в катаклазитах цукровидних альбітитів, а також в апатито-альбітових прожилках. Всі ці форми виділення характеризують собою 2-3 генерації уранініта за часом формування.

Уранініт має розміри зерен 0,005-0,05 мм. перетин-квадратний або неправильний, незграбний. В парагенезисі з уранінітом зазвичай зустрічаються галеніт, залізна слюдка, апатит, мартит, карбонат, флогопіт. Галеніт присутній у вигляді емульсійної вкрапленості або у вигляді великих зерен, що виділилися раніше уранініту (рис 4.1). Зустрінутий апатито-уранініто-альбітовий прожилок з січними чіткими контактами, місцями розвиненими з сітчастим зонкам

дроблення в альбітіті (рис. 4.2). Жильним мінералом (прожилкою) є дуже кислий альбіт, майже повністю ізотропізований, з низькими показниками заломлення, а також гідроксиди заліза, гематит, флогопіт.

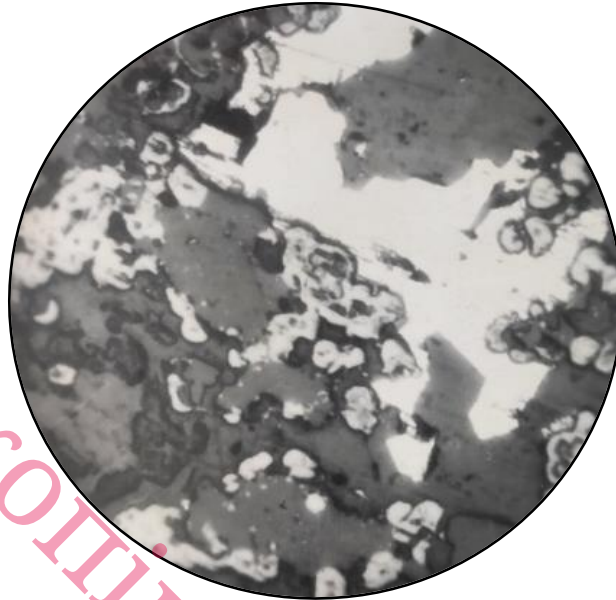


Рисунок 4.1 - Виділення уранітиту і галеніту в пластинчатому альбітіті. Світло. Збільшення 100х

Настуран в рудних покладах іноді більш або менш свіжий, з високим вмістом урану, але в більшості випадків настуран сильно окислений і частково замінений гідронастураном, ургітом чи ненадквітом, а також гідрокислами заліза і безрудними силікатами з утворенням псевдоморфоз.

Уранініт і апатит в прожилці займають одну третину об'єму, знаходяться в дуже тісному проростанні один з одним і мають розміри зерен 0,005-0,01 мм. Жильним мінералом (прожилкою) є дуже кислий альбіт, а також гідроксиди заліза, гематит, флогопіт.

Гідронастуран і ургіт є продуктом окислення настурану і зустрічаються в незначних кількостях. Обидва легко розчиняються в кислотах. Перший з них утворює темні виділення, що просвічують в шліфах темнозеленим. Мінерал аморфний, низькою твердістю, часто видно тріщини всихання; показник заломлення змінюється в межах від 1,7 до 1,8 (рис. 4.3).

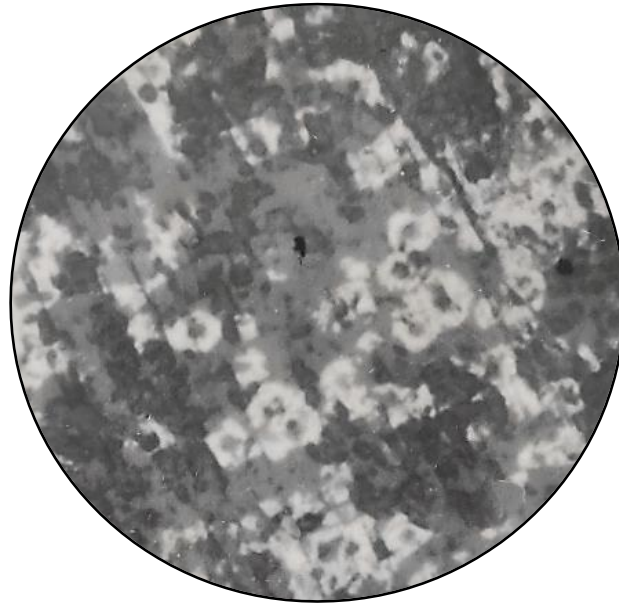


Рисунок 4.2 – Виділення уранітиту в апатито-альбітитовому прожилку.

Світло. Збільшення 100х

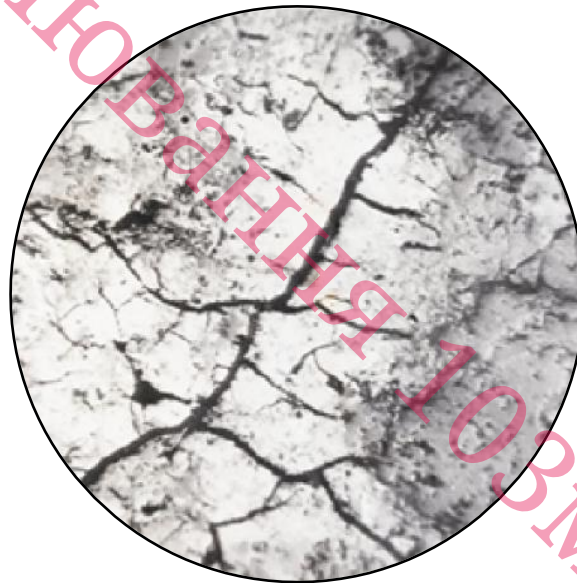


Рисунок 4.3 – Виділення гідронастурана в альбітіті, від тріщини засихання. Світло. Збільшення 100х

Уранофан, бетауранотіл, болтвудіт, казоліт - вторинні силікати урану відрізняються від кофініту і ненадкєвіту більш світлим забарвленням і слабкою люмінесценцією в ультрафіолетових променях. Основні фізичні та оптичні ознаки мінералів характеризубться в табл. 4.2.

Ургіт забарвлений в жовтувато-бурий колір, також аморфний. Показники заломлення нижче, ніж для гідронастурану.

У парагенезисі з регенованими урановими чернями зазвичай відзначаються: карбонат, хлорит, оксиди марганцю і залізу, глинисті мінерали.

Ненадкевіт є одним з найбільш поширених мінералів урану на родовищі. Він зустрічається у вигляді тонкої вкрапленості розміром від 0,05 до 0,25 мм.

У світло-сірих альбітитах чітко виділяються тонкі жовті, сітчасті прожилки променистого і волокнистого егірину і родузиту з вкрапленнями світло жовтувато-сірого ненадкевіту (рис. 4.4-4.5).



Рисунок 4.4 - Вкрапленість ненадкевіта в егірині. Шліф. Збільшення

72х

Таблиця 4.2 – Фізичні та оптичні ознаки мінералів

Назва мінералу	Колір	Форма виділення	Колір люмінесценції	Оптичні властивості		
				Ізотропність	Показ. заломлень	Загальне
Уранофан	Світло-жовтий	Плівки на площинах, прожилки, голчасті кристали	Зеленувато-жовтий, слабкий	Слабо анізотропний або ізотропний	1,662-1,675	Пряме
Бетауранотіл	Світло-жовтий	Голчасті кристали	Жовтий, дуже слабкий	Сильно анізотропний	1,662-1,700	Косе = 18-20°
Болтвудіт	Світло-жовтий	Голочки, скоринки, землисті нальоти	Жовто-зелений, сильніший	Анізотропний, частково ізотропний	1,670-1,703	Пряме
Казоліт	Оранжево-жовтий	Скоринки, нальоти	Жовтувато-білий	Анізотропний, частково ізотропний	1,830-1,840	Косе

Вкрапленість ненадкєвіту розміром від 0,05 до 0,2 мм розташовується всередині кристалів єгірину і родузіту або за контактом їх з альбітом.

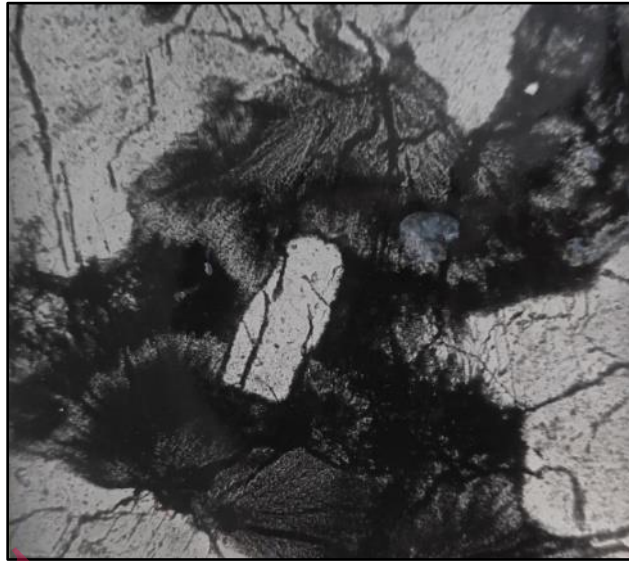


Рисунок 4.5 - Вкрапленість ненадкєвіта в родузіті. Шліф. Збільшення 45х

У поєднанні з жовтувато-сірим і жовтувато-бурим ненадкєвітом, крім єгірину і родузіту знаходяться часто малакон, сфен, лейкоксен, гематит, карбонат, а з уранових мінералів браннеріт, уранові черні, уранофан, бета-уранотіл і болтвудіт.

Всі різновидності ненадкєвіту легко розчиняються в кислотах, залишаючи білий або кремовий крем'яний скелет. Відмінною особливістю ненадкєвіту Мічурінського родовища є підвищена кількість титану, що досягає 26,75%. Можливо, що частина титану в високотитаністих різницях ненадкєвіту пояснюється присутністю домішки лейкоксену і рутилу, що утворює найтонші зрощення з ненадкєвітом [1].

Кофініт поширений на родовищі по всьому розрізу, але зустрічається в незначній кількості у вигляді дрібної вкрапленості розміром 0,05-0,6 мм. Намічається концентрація кофініту у верхніх частинах родовища та поблизу великих тектонічних порушень. Кофініт зустрічається спільно з усіма

урановими мінералами. Нерідко відзначається кофініт разом з вторинними жовтими силікатами, а також з радіоактивними гідроокислами заліза, лейкоксемом і іншими урановими мінералами.

Радіоактивні гідроокисли заліза гетит і гідрогетит часто утворюють псевдоморфози по зруйнованим і націло вилуженим настурану, уранініту, ненадкєвіту та іншим урановим мінералам. Вміст урану в них в межах сотих часток до перших десятих часток відсотка. Гідроксиди заліза мають дуже міцну сорбцію урану, який не розчиняється навіть у сильних кислотах. Важкорозчинними є також ураноміщуючі лейкоксени, рутит і малакон. Більш розчинні уран-вмістні хлорит і цоїзит. Вони дають мікрохімічні відбитки з жовтою кров'яною сіллю.

Характерна для уранових руд дуже мала (менше 0,7%) кількість сульфідів, у багатьох ділянках вони зовсім відсутні. З сульфідів найбільш поширені галеніт, халькопірит, пірит, піротин, борніт, сфалерит, молібденіт.

У зоні окислення зустрічається ванадиніт. З інших мінералів відзначаються сфен, лейкоксен, анатаз, барит, флюорит, гранат. Ці мінерали є другорядними і акцесорними мінералами вміщаючих порід.

Висновки до розділу:

1. Для Ватутінського родовища характерні чотири формаційні типи: малосульфідна золото-кварцева формація, урано-натрієва (альбітова) формація, грейзенова формація. метасоматити з невстановленою формаційною приналежністю.

2. Уранові мінерали в межах Ватутінського родовища представлені оксидами (уранініт, настуран, уранова чернь, гідроксиди урану), силікатами (ненадкєвіт, кофініт, уранофан, бетауранотил, болтвудит), титанатами (бранерит, давидит).

3. Серед уранових мінеральних різновидів Мічурінського родовища часто зустрічається настуран, уранініт, ненадкєвіт, кофініт.

4. Структури уранових руд родовищ успадковані від вихідних порід. Найбільш поширені на родовищі середньозернисті руди; дрібно- і грубозернисті мають підпорядковане значення. Текстури руд також успадковують текстури вихідних порід. Розрізняються масивні руди, що утворилися по гранітах, смугасті і плямисті, що утворилися по мігматитах, сланцюваті - по гнейсах.

5. Уранова мінералізація натрій-уранової формації в межах родовищ пов'язана з тривалим процесом утворення і наступного перетворення альбітитів. Першими в цьому процесі були ураноносні циркон, апатит, давідит, торит, ксенотим, монацит, фергусоніт, ортит, які, проте, не утворюють промислових скопчень. Рудні уранові мінерали (бранерит, уранініт, кофінит, настуран та ін.), утворилися вже на стадії перетворення (катаклазу) альбітитів і приурочені до темнобарвних мінералів, що становлять цемент цих катаклазитів. Виділяються чотири послідовні парагенетичні асоціації таких мінералів: 1) рибекітова; 2) рибекіт-егіринова (обидві первинні); 3) флогопіт-магнетитова; 4) хлорит-гематитова (накладені).

5 ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ І ЛОКАЛІЗАЦІЇ УРАНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ

5.1 Генетичні типи уранової мінералізації Ватутінського рудного поля

В результаті вивчення речового складу порід площі Ватутінського рудного поля було визначено, що ураноносність визначається ендегенною і екзогенною генетичними групами радіоактивної мінералізації. Обидві перелічені групи охоплюють п'ять типів радіоактивних проявів і радіометричних аномалій.

1. *Магматичний тип*, пов'язаний з гранітоїдами Кропивницького комплексу, користується широким розвитком в центральній частині Українського щита. Підвищена радіоактивність гранітоїдів обумовлена монацитом, апатитом, цирконом, сфеном, рідше уранінітом. Передбачається, що виникнення перерахованих мінералів відбувалося в ході гранітоутворення і не пов'язано з пізнішими післягранітизаційними процесами [4].

Радіометричні аномалії описуваного типу максимально виявлені в зоні Західно-Курниківського розлому і в східному ендоконтакті Березівського гранітного масиву у вигляді розрізнених аномальних смуг, що об'єднуються в єдине поле, простежуються в меридіональному напрямі через усю площу Ватутінської ділянки. Смуга витягнута в меридіональному напрямі на 1300-1400 м при максимальній ширині 300-400 м. Природа радіоактивності переважно уранова і пов'язана з украленим, мілковкратним уранінітом. Потужність аномальних інтервалів десятки см - перші м, зміст U не перевищує 0,02-0,03%. Аномалії в західному екзоконтакті Березівського гранітного масиву так само пов'язані з акцесорною вкратленістю уранініту, монациту, апатиту. Потужність аномальних інтервалів не перевищує перших м, а зміст U 0,02-0,03%.

Разом з урановими різницями, в районі Ватутінського родовища, його північного флангу і західної периферії, часто зустрічаються уран-торієві і істотно торієві граніти.

2. *Пегматитовий тип радіоактивності* проявляється в дайках, дайкоподібних тілах гранітних пегматитів і пегматоїдних гранітів. Уран в них пов'язаний з урановміщуючими акцесорними мінералами: ортитом, апатитом, цирконом (малаконом), монацитом, уранінітом. Останній в пегматитах з'являється значно частіше, ніж в гранітах, описаних вище.

Радіометричні аномалії, пов'язані з пегматоїдами, хорошо розвинені в північній частині площі [4]. Потужність пегматитових даек коливається від 1-2 до 30-40 м. Максимальна радіоактивність досягає 36,6 пА/кг. Зміст U в цьому інтервалі, складає 0,025%, Th - 0,006% на потужність 1,1 м. Уранова мінералізація представлена мілковкрапленим уранінітом, що часто утворює правильні квадратні зерна. Підвищений вміст Th пов'язаний з монацитом.

Пегматоїдні граніти менш поширені. Описувані породи розкриті тут в районі Західно-Курниківської зони. Радіоактивність пегматитів досягає в картировочних свердловинах 6,7 пА/кг, в глибоких - 34,5 пА/кг. Природа радіоактивності переважно уранова, пов'язана з уранінітом і монацитом. Потужність аномальних інтервалів коливається від перших десятків см до 1-1,5 м.

3. *Гідрогідротермально-метасоматичний тип* уранової мінералізації має найбільшу практичну цінність і представлений натрій-урановою (альбітиковою) рудною формацією. До останньої в межах площі відносяться Ватутінське родовище і Південне рудовиявлення урану, а також декілька проявів уранової мінералізації: Західно-Курниківське, № 166, № 188, № 200 і велика кількість радіометричних аномалій пов'язаних з лужними метасоматитами [1, 2, 12, 13, 14].

Лужні метасоматити контролюються Східно-Курниківським розломом і порушеннями, що оперяють його. Вони простежуються у вигляді декількох смуг на протязі понад 800 м. Метасоматити представлено хлорит-епідотовими

"сієнітами", метасоматитами, гідробіотитовими, актиноліт-хлорит-епідотовими, рідше рібекіт-егіриновими альбітитами.

Лужні метасоматити на усьому своєму протязі супроводжуються незначними підвищеннями радіоактивності від 5 до 10 пА/кг. Вміст урану в них складає 0,05% на 1,3 м.

Домінуючою різницею лужних метасоматитів є сієнітоподібні метасоматити хлорит-епідотового складу. Стволова потужність метасоматитових тіл досягає 140-150 м. Іноді в них фіксуються локальні підвищення радіоактивності до 5,2 пА/кг.

Західно-Курниківський прояв уранової мінералізації приурочений до одної зони розломів. Відрізок зони протяжністю 600 м з максимальним розвитком альбітитів розбурений в чотирьох профілях через 200 м. Склад альбітитів в цих перетинах актиноліт-хлорит-епідотовий, рідше біотитовий (гідробіотитовий), іноді рібекіт-егіриновий. Альбітити незакономірно перемежуються з хлорит-епідотовими метасоматитами. Загальна стволова потужність метасоматитів в окремих перетинах досягає 200 м. Вміст U коливається від 0,01 до 0,038% на потужність перші см - десятки см. Радіоактивна мінералізація представлена оксидами урану, бета-уранотилом.

Тектонічна структура виявлена тут дуже слабо і представлена одиничними швами і малопотужними (десятки см) зонками катаклазу і брекчирования. Тут же широко розвинені дайки пегматитів при повній відсутності навіть слабких слідів натрового метасоматозу.

Геохімічні особливості метасоматитів урано-натрової (альбітитової) формації детально вивчалися В.Н. Обризановим [6, 15]. Відмінною рисою описуваних порід є підвищена роль лужних металів. Так, в сієнітоподібних метасоматитах сумарний вміст K_2O і Na_2O досягає 10,42-11,46%. Причому, в цьому випадку К, зазвичай, переважає над Na, що пов'язано з істотно калійшпатовим складом сієнітоподібних порід. Значущі відмінності між хлорит-епідотового і біотитового (гідробіотитового) складу метасоматитів не встановлені. За

змістом радіоактивних елементів - це найчастіше породи з сумірними кількостями U і Th.

Альбітити відносяться до порід з абсолютним переважанням Na над K, що пов'язано з присутністю в групі польових шпатів виключно альбітиту. Окрім цього, альбітити мають декілька геохімічних особливостей, що відрізняють їх від сієнітоподібних метасоматитів:

- а) вміст U в них (навіть у разі безрудних різниць) вищий, ніж вміст Th;
- б) те ж стосується V і Be, роль яких в ряду "сієніт" - альбітит помітно зростає;
- в) навпаки, в цьому ж напрямі (від "сієніту" до альбітиту) падає вміст Ba.

У ряду безрудний - рудний альбітит відбувається накопичення не лише U і Pb, але Be і V. Цікава поведінка рідкоземів, в першу чергу Ce і La. Разом з перерахованими вище елементами, легкі лантаноїди визначають геохімічну спеціалізацію альбітитів. Причому, їх вміст в рудних і безрудних різницях істотно не міняються. Вміст легких лантаноїдів, зазвичай, не перевищує 0,1%, але в окремих перерізах досягає 0,27%.

4. Тип радіометричних аномалій, пов'язаних з корою вивітрювання.

Кора вивітрювання в межах Ватутінської ділянки має повсюдний розвиток. У розрізі кори вивітрювання від низу до верху виділяється 3 зони. Перша - зона дезинтеграції і вилуговування, друга, - зона каолініт-гідрослюдистих глин і третя - зона істотно каолінітових глин з підлеглим вмістом гідробіотиту, гідрохлориту, галуазиту.

Найбільша кількість радіометричних аномалій розвинена в корах вивітрювання, що простежуються упродовж Східно-Курниківського розлому, в тій його частині, де останній контролює Ватутінське родовище урану, і далі на північ, північний захід уздовж системи порушень, оперяючих Східно-Курниківський і Новаківський розломи. Загальна протяжність аномальної смуги 3,7 км.

Радіометричні аномалії в її межах найчастіше пов'язані з гідрослюдяною зоною. Інтенсивність аномалій коливається від 3,6 до 24,5 пА/кг. Розвинені вони як над гранітами, так і над альбітитами.

На усьому протязі описувана аномальна смуга пов'язана з лінійною корою вивітрювання. Остання виразно простежується уподовж Західно-Курніківського розлому і ряду дрібніших зон, що входять в його систему. Потужність кори вивітрювання досягає 40-50 і більше м, протяжність лінійної «смуги» перевищує 1700 м при ширині 100-150 м.

Випробування кор вивітрювання проводилося в одиничних свердловинах. Геохімічна спеціалізація описуваних аномалій визначається набором різноманітних елементів (Ti, Mn, Y, P, Ce, La, Yb, Zn, Mo), в деяких випадках - U, Th.

Велика кількість радіометричних аномалій зустрічається в корах вивітрювання над гранітами. Іноді такі аномалії носять площадковий характер. Найбільш показна з них розташована на північ від Ватутінського родовища. Площа аномалії складає 0,3-0,4 кв. км. Інтенсивність випромінювання коливається від 8,4 до 23,1 пА/кг. Аномалія пов'язана з каолінітовою зоною кори вивітрювання. Геохімічна спеціалізація її визначається U, Th, Pb, Zr.

5. Тип радіометричних аномалій в вуглефікованих відкладеннях бучакською серії.

Відкладення бучакської серії виконують в межах Ватутінської ділянки декілька депресивних структур. Найбільша кількість радіометричних аномалій пов'язана з найбільшою з них, захоплюючи південно-західну частину вивченої площі. Вище відзначалося, що це лише незначний фрагмент великої депресії протяжністю більше 40 км від с. Злинка на південному сході до с. Вільшанка на північному заході.

В межах вивченої частини депресії виявлено 8 аномалій. Велика частина з них тяжіє до північно-східного борту останньою. Інтенсивність аномалій коливається від 3,5 до 18,2 пА/кг. З повним відбором керна тут бурилася тільки одна свердловина (№ 2438). Інтенсивність аномалії в цьому випадку досягає

6,5пА/кг. Аномалія приурочена до пласта запісочених вуглистих глин потужністю 3,5 м. Вміст U і Th, за даними спектрального аналізу, складає 0,006 і 0,001%. У аномальних кількостях зустрічаються також Nb 0,009%, Ce 0,005%, La 0,02%, Y 0,006% и Zr 0,011%.

Велика кількість радіометричних аномалій, пов'язаних з бучакськими відкладеннями, фіксується в дрібних депресіях над Ватутінським родовищем урану. Інтенсивність випромінювання досягає в цьому випадку 25.6 пА/кг.

5.2 Генетичні типи уранового зруденіння Мічурінського родовища

В результаті вивчення речового складу порід площі Мічурінського родовища було встановлено, що ураноносність визначається ендегенною і екзогенною генетичними групами радіоактивної мінералізації. Обидві перераховані групи охоплюють чотири типи радіоактивних проявів і радіометричних аномалій.

1. *Магматичний тип*, пов'язаний з гранітоїдами Кіровоградського комплексу, користується широким розвитком в центральній частині Українського щита. Підвищена радіоактивність гранітоїдів обумовлена монацитом, апетитом, цирконом, рідше уранінітом. Радіометричні аномалії описуваного типу максимально проявлені в зоні Західно-Курніковського розлому і в східному ендоконтакті Березовського гранітного масиву у вигляді розрізнених аномальних смуг. Смуга витягнута в меридіональному напрямку на 1300-1400 м при максимальній ширині 300-400 м. Радіоактивність переважно уранова і пов'язана з тонковкрапленням уранінітом. Аномалії в західному екзоконтакті Березовського гранітного масиву пов'язані з акцесорною вкрапленістю уранініту, монациту, апатитів.

2. *Пегматитовий тип радіоактивності* виявляється в дайках, дайкообразних тілах гранітних пегматитів і пегматоїдних гранітів. Уран в них пов'язаний з урановміщуючими акцесорними мінералами: ортітом, апетитом, цирконом (малаконом), монацитом, уранінітом. Останній в пегматитах з'являється значно частіше, ніж в гранітах, описаних вище. Радіометричні аномалії,

пов'язані з пегматоїдами, користуються розвитком в північній частині площі. Уранова мінералізація представлена тонковкрапленням уранінітом. Підвищений вміст Th пов'язано з монацитом. Пегматоїдні граніти зустрічаються рідше. Описувані породи знаходяться в районі Західно-Курніковської зони. Природа радіоактивності переважно уранова, пов'язана з уранінітом і монацитом.

3. *Гідротермально-метасоматичний тип* уранової мінералізації має найбільшу практичну цінність і представлений натрій-урановою (альбітито-вою) рудною формацією. До останньої в межах площі відносяться Мічурінське та Ватутінське родовища, а також кілька проявів уранової мінералізації. [1, 12, 19, 21]. Лужні метасоматити простежуються у вигляді декількох смуг протягом понад 800 м. Вони представлені хлорит-епідотовими «сієнітами», метасоматитами, гідробіотитовими, актіноліт-хлорит-епідотовими, рідше рибекит-егіриновими альбітитами. Лужні метасоматити на всьому своєму протязі супроводжуються незначними підвищеннями радіоактивності. Вміст урану в них становить 0,05% на 1,3 м. Домінуючою різницею лужних метасоматитів є сієнітоподібні метасоматити хлорит-епідотового складу. Західно-Курніковський прояв уранової мінералізації приурочено до однойменної зони розломів. Склад альбітитів в цих перетинах актіноліт-хлорит-епідотовий, рідше біотитовий (гідробіотитовий), іноді рибекит-егіриновий. Альбітити незначно перемежуються з хлорит-епідотовими метасоматитами. Радіоактивна мінералізація представлена оксидами урану. Тут же користуються широким розвитком дайки пегматитів.

4. *Тип радіометричних аномалій, пов'язаних з корою вивітрювання.*

Кора вивітрювання в межах Мічурінського родовища має повсюдний розвиток. У розрізі кори вивітрювання від низу до верху виділяється 3 зони. Перша - зона дезінтеграції і вилуговування, друга - зона каолінит-гідрослюдистої глини і третя - зона істотно каолінитові глини з підлеглим вмістом гідробіотиту, гідрохлориту, галуазиту. Найбільша кількість радіометричних аномалій розвинена в корах вивітрювання. Радіометричні аномалії в їх межах найчастіше

пов'язані з гідрослюдистою зоною [1]. На всьому протязі описувана аномальна смуга пов'язана з лінійною корою вивітрювання.

Висновки до розділу:

1. В результаті вивчення речового складу порід площі Ватутінського рудного поля було визначено, що ураноносність визначається ендегенною і екзогенною генетичними групами радіоактивної мінералізації.

2. Велика кількість радіометричних аномалій Ватутінського рудного, пов'язаних з бучакськими відкладеннями, фіксується в дрібних депресіях над Ватутінським родовищем урану.

3. В результаті вивчення речового складу порід площі Мічурінського родовища було встановлено, що ураноносність визначається ендегенною і екзогенною генетичними групами радіоактивної мінералізації. Обидві перераховані групи охоплюють чотири типи радіоактивних проявів і радіометричних аномалій.

6 ХАРАКТЕРИСТИКА УМОВ ЛОКАЛІЗАЦІЇ УРАНОВИХ ПОКЛАДІВ ДОСЛІДЖУЄМИХ РОДОВИЩ

6.1 Умови локалізації уранових покладів Ватутінського родовища

Структура Ватутінського родовища, в основних своїх рисах, визначається перетином моноклінального західного крила Березівської брахіантиклінальної складки з Східно-Курниківським розломом, що спадає на захід, з системою порушень, що галузяться, вищого порядку.

Уранове зруденіння родовища локалізоване в альбітитах на ділянці перетину Східно-Курниківським розломом тонкослоїстого горизонту мигматитів потужністю понад 500 м, включеного в аляскитовидні і біотитові граніти західного крила Березівської антиклінальної складки. У центральній частині родовища у висячому крилі розлому розташовані 1 і 2-а, а з боку лежачого крила - 3, 4, 5 і 6-а пачки мигматитів тонкослоїстого горизонту.

В цілому, прямолінійний і згідний з вміщуючими породами Східно-Курниківський розлом на ділянці родовища упродовж 700 м випробовує двократне галуження. Галуження розлому в умовах гетерогенного середовища тонкослоїстого горизонту зумовив широкий розвиток тріщинно-катакластичних структур і зон об'ємного катаклазу.

Рудовмісний клиновидний блок, вістрям спрямований на південь і по падінню порід, утворений перетином по діагоналі тонкослоїстого горизонту мигматитів південно-західного падіння ($50-60^\circ$) основною площиною Східно-Курниківського розлому, спрямованою по падінню порід під крутішим кутом ($70-75^\circ$). Поширення рудних альбітитів зі сходу обмежується Східною гілкою, що відходить від району південного галуження Східно-Курниківського розлому і далі на північ Меридіональною гілкою, що відходить від району північного галуження розлому. Площа рудовмісного блоку на поверхні кристалічних порід складає - 0,15 кв.км. Основна гілка Східно-Курниківського розлому являється рудоконтролюючою і рудорозподіляючою структурою.

Рудолокалізуючі тріщинно-катакластичні структури в плані послідовно з півдня на північ причленяються до основної площини розлому з її лежачого боку під кутом 20-25°. В розрізі вони частиною слідуєть згідно з дометасоматичним нашаруванням порід, частиною розвиваються уздовж січних нашарувань порід оперяючих гілок розлому.

Рудолокалізуючі структури утворюють три рудоносні зони: Східну, Центральну і Північно-західну, в яких знаходиться 16 промислових рудних покладів. У південній частині родовища усі рудні поклади, а на глибині, окрім покладів Східної крутопадаючої зони, наближені до основної площини Східно-Курниківського розлому, або залягають безпосередньо під нею, на північ і по повстанню вони віддаляються від розлому.

Усі рудні поклади мають північно-західне близькомеридіональне простягання, південно-західне під кутами 40-80° падіння, і північне, або південне падіння. Загальна протяжність зруденіння по простяганням 950 м, максимальна ширина 300 м, глибина розвитку зруденіння 850 м.

Рудоконтролюючі і рудолокалізуючі структури Ватутінського родовища характеризуються тривалим багатоетапним розвитком. Уздовж основної гілки Східно-Курниківського розлому і менш інтенсивно в рудолокалізуючих структурах, розвинені очково-сланцюваті породи, структури будинаж, дайки мікрогранітів-гранодіоритів (ортогнейсів), жили пегматоїдних гранітів, а також бластомілоніти і мілоніти. Власне, передальбітовий етап розвитку структур фіксується зонами дрібної тріщинуватості порід і об'ємного катаклазу, що визначили морфологію рудовмісних тіл метасоматичних порід.

Структури в початкових породах і рудних альбітитах вказують на успадкованість предметасоматичних бластокатакластичних структур, а також на неодноразовий повторний катаклаз в передрудний етап. Посторудна тектоніка на родовищі виявлена розсланцюванням порід, розвитком кварц-карбонатних брекчій, зон дроблення з глинкою тертя і відкритих тріщин. Елементи посторудної тектоніки переважно наслідують більш древні структури.

Уранове зруденіння локалізоване виключно в альбітитах: егіринових, рібекіт-егіринових, біотитових, сульфідно-гідрослюдистих. Уранове зруденіння накладене на альбітити в результаті багатостадійного розвитку гідротермально-метасоматичного процесу. По складу рудних компонентів, що представляють промисловий інтерес, руди є однокомпонентними - урановими. По генетичних особливостях, мінералого-петрографічному і хімічному складі і часі рудоутворення, Ватутінське родовище відноситься до натрій-уранової формації гідротермально-метасоматичних родовищ нижньопротерозойської металогенічної епохи.

Ураноносні структури Південно - східної ділянки Ватутінського родовища розташовані в 700 м на південний схід від південного замикання основних рудолокалізуючих структур родовища. Уранове орудніння тут також контролюється Східно-Курниківським розломом і структурами, що оперяють його. Основна гілка Східно-Курниківського розлому, що вертикально падає, в межах ділянки орієнтована по азимуту 330° , а гілки, що оперяють її зі східного боку мають близмеридіональне ($350-360^{\circ}$) простягання і круте ($75-85^{\circ}$) східне падіння. На південь від ділянки зчленування розломів натрові метасоматити, поступово змінюючись калієвими, представлені єдиною смугою, потужністю в декілька десятків метрів, що залягає в східному боці розлому.

Уся складна сукупність структурних елементів, що визначає геологічну будову родовища, положення рудних покладів, локалізацію уранового зруденіння, сформувалася в результаті тривалого і багатоетапного розвитку. Реконструкція структурного плану родовища дозволяє виділити 6 етапів його розвитку, які приведені в таблиці 6.1.

Таблиця 6.1 - Реконструкція структурного плану родовища дозволяє виділити 6 етапів його розвитку

Характер структур	Етапи розвитку структур	Структурні елементи
1. Дометасоматичні структури	Ультраметаморфічний	Гранітні тіла, зони очково-сланцюватих гранітоїдів, зони зім'яття і будинажа гнейсів.
2. Дометасоматичні структури	Жильний	Дайки ортогнейсів, жили пегматоїдних гранітів.
3. Дометасоматичні структури	Дислокаційного метаморфізму альмандин-амфіболітової фації	Зони бластомілонітів, бластокатаклазитів.
4. Передрудні і внутрішньорудні структури	Дислокаційного метаморфізму зеленосланцевої фації	Зони мілонітів і катаклазитів.
5. Передрудні і внутрішньорудні структури	Дислокації гідротермального натрового метасоматозу і уранового зруденіння	Зони тріщиноватості і катаклазу альбітитів. Ураносні зони тріщинуватості і катаклазу в альбітитах.
6. Пострудні структури	Дислокації, накладені на рудні альбітити	Зони кварц-карбонатних брекчій, зони дроблення і расланцювання з глинкою тертя, тріщинуватість.

6.2 Рудоконтролюючі і рудолокалізуючі структури Мічурінського родовища

Детальне вивчення геологічної будови родовища дозволив визначити наступний ряд тектоно-петрологічних етапів формування рудних покладів: складчасто-ультраметаморфічний → пегматитовий етап → доальбітитовий етап → альбітитовий етап → рудний етап → пострудний етап.

Складчасто-ультраметаморфічний етап охоплює досить тривалий період закінчення регіонального метаморфізму, гнейсифікації, мігматизації та гранітизації. При всіх цих перетвореннях породи зберігали або знову приймали пластичний стан. До кінця етапу були утворені лінзовидно-пластоподібні тіла кировоградських гранітів. Петрогенез на цьому етапі полягав в формуванні порфіробластичних мікроклін-плагіоклазових гранітів, які розрізняються по своїй текстурі, а саме за розмірами і за орієнтованості вкраплень. В ході гранітизації

виносилися кальцій, магній, залізо та інші рудні елементи, а привносилися кремній, натрій, калій, а також в малих кількостях свинець та уран.

Пегматитовий етап характеризується передусім достатньо повною консолідацією порід і припиненням складчастих деформацій. Сформована система віялоподібних розломів продовжувала розвиватися. Калієвий метасоматоз на допегматитовому етапі мав регіональний характер, перетворивши значні маси гранітів Кіровоградського, Новоукраїнського та інших масивів і утворивши мікроклінізовані різниці гнейсів. Завершальною стадією калієвого метасоматозу стало пегматитоутворення.

Доальбітитовий і альбітитовий етапи являють собою структурну підготовку і власне прояв натрієвого метасоматозу. Процес натрового метасоматозу може бути підрозділений на кілька стадій, причому кожна з них може проявлятися з різною повнотою, створюючи метасоматичну зональність. До першої стадії відноситься лужно-натровий метасоматоз. При цьому процесі граніти і мігматити перетворювалися на великокристалічні апогранітні альбітити, пегматоїдні утворення давали гігантокристалічні апопегматитові альбітити, а гнейси - дрібнозернисті "цукровидні" апогнейсові альбітити. В період другої стадії натрового метасоматозу порід були утворені мінеральні парагенезиси лужно-рудно-карбонатного складу. У цю стадію по метасоматично зміненим альбітизованим породам пройшла нова хвиля розчинів, яка викликала повторні метасоматичні зміни порід.

Рудний етап характеризується розвитком більш пізніх лужних мінералів - родузиту по рібекіту і ранньому гідробіотиту, крокідоліту, можливо, пізнього егірину, а також дуже характерного червоподібного і мікропластинчатого хлориту в поєднанні з магнетитом, гематитом, сульфідами і урановими мінералами. Всі ці мінерали утворюють скупчення неправильної форми або найдрібніші прожилки, нерідко спільно з кальцитом.

Пострудний етап характеризувався продовженням розвитку диз'юнктивних порушень, серед яких характерні численні мілоніти і немінералізовані тріщини, сколові тріщини, виконані сірим кварцом, зони розсланцювання і

брекчування з тектонічними глинками тертя, а також пізні мінералізовані тріщини. Всі вторинні урановмісні утворення не виходять за межі розвитку альбітитів і в дуже рідко проникають по тріщинкам у вміщуючих породах, залишаючись в контурі рудних покладів.

Вся складна сукупність структурних елементів, що визначає геологічну будову родовища, положення рудних покладів, локалізацію уранового зрудення, сформувалася в результаті тривалого і багатоетапного розвитку.

Реконструкція структурного плану родовища дозволяє виділити 6 етапів його розвитку, які наведені в таблиці 6.2.

Таблиця 6.2 - Етапи формування структурного плану родовища

Характер структур	Етапи розвитку структур	Структурні елементи
1. Дометасоматичні структури	Ультраметаморфічні	Гранітні тіла, зони очково-сланцевих гранітоїдів.
2. Дометасоматичні структури	Жильний	Дайки ортогнейсів, жили пегматоїдних гранітів.
3. Дометасоматичні структури	Дислокаційного метаморфізму альмандин-амфіболітової фації	Зони бластомілонітів, бластокатаклазитів
4. Передрудні і внутрірудні структури	Дислокаційного метаморфізму зеленосланцевої фації	Зони мілонітів і катаклазитів.
5. Передрудні і внутрірудні структури	Дислокації гідротермального натрового метасоматозу і уранового зрудення	Зони тріщинуватості і катаклазу альбітитів. Ураносні зони тріщинуватості і катаклазу в альбітигах.
6. Пострудні структури	Дислокації, накладені на рудні альбітити	Зони кварц-карбонатних брекчій, зони дроблення і розсланцювання з глинкою тертя, тріщинуватість.

Висновки до розділу:

1. Рудоконтролюючі і рудолокалізуючі структури Ватутінського родовища характеризуються тривалим багатоетапним розвитком.

2. На різних етапах розвитку структур Мічурінського родовища зароджувались дометасоматичні, передрудні, внутрірудні, пострудні структури.

Найбільшу практичну цінність має зруденіння гідротермально-метасоматичного типу, що відноситься до ендегенної групи і представлений ураново-натрієвою (альбітитовою) формацією. До останньої відносяться усі промислові урановорудні об'єкти центральної України [1].

Не для копіювання 103М-21-1

ВИСНОВОК

В ході виконання кваліфікаційної роботи на тему «Порівняльний аналіз петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ» були детально вивчені результати досліджень геології районів досліджень, речовий склад урановміщуючих порід і їх умови залягання, вивчено основні форми народження рудних мінералів, наведені дані про мінерали-концентратори урану, підтверджено зв'язок проявів урану з зонами гідротермально-метасоматичних перетворень порід, складено генетичну класифікацію рудопроявів урану.

Згідно узагальнених результатів досліджень геології району робіт:

1. Тектонічні плани родовищ визначаються системою субмеридіональних і північно-західних розривних порушень.
2. Практично всі розломи виражені системою зближених швів, представлених бластокатаклазитами, мілонітами, ультрамілонітами з зонами катаклазу, розсланцювання, дзеркалами ковзання і глинками тертя.

В результаті петрографічних та мінераграфічних досліджень урановміщуючих порід Ватутінського та Мічурінського родовищ виявлено, що:

1. Уранове зруденіння на родовищах пов'язане з альбітитами. Альбітити поділяються на лужноамфібол-егіринові й епідот-хлоритові.
2. В межах Ватутінського родовища уран концентрується також у підшві вуглистих утворень бучака, вище зони сульфідного збагачення (з настуран-кофінітовою асоціацією) та у підшві кори вивітрювання, на контакті з вилуженими альбітитами (нінгіоїт-настуран-кофінітова).
3. Уранові мінерали в межах родовищ представлені оксидами (уранініт, настуран), силікатами (ненадкевіт, коффініт, уранофан, бетауранотил, болтвудит), титанатами (браннерит, давідит). Із вторинних мінералів розвинені регеровані - уранова чернь та гідроксиди урану. Форма мінеральних виділень прожилково-вкраплена. Рудні мінерали розвиваються в цементі катаклазованих альбітитів по мілкотаблитчатому альбіту, у зв'язку з пізнім хлоритом і рудними

мінералами.

За результатами досліджень умов формування уранової мінералізації Ватутінського та Мічурінського родовищ можна констатувати, що: генетичний тип уранового зруденіння обох родовищ - гідротермально-метасоматичний.

Причини утворення рудних концентрацій урану у межах родовищ наступні:

1) тектоно-магматичний фактор контролю зруденіння урану ґрунтується на приуроченості родовищ формації ураноносних натрієвих метасоматитів до глибинних розломів Українського щита та до зон докембрійської тектоно-магматичної протоактивізації.

2) структурний фактор контролю полягає в тому, що рудним полям уранового зруденіння притаманні сполучення розломів серед метаморфічних, ультраметаморфічних і магматичних комплексів кристалічного фундаменту.

В процесі проведених досліджень на основі визначення петрографічних, мінераграфічних характеристик зруденіння урану, структури урановмісних формацій натрієвих метасоматитів, проведено аналіз факторів рудоутворення та оцінка перспектив ураноносності території досліджень, що дозволить здійснити системний підхід до розробки надр в районі з високо розвинутою економічною інфраструктурою, уникнути екологічних ускладнень та значних капітальних витрат в процесі розробки родовищ корисних копалин.

Отримані результати досліджень можуть бути застосовані при вивченні перспектив рудоносності в інших регіонах з подібною геологічною будовою, а також при проведенні пошуково-оціночних робіт в межах Мічурінського родовища урану.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Генетичні типи та закономірності розміщення уранових родовищ України. Київ. Наукова думка, 1995.
2. Гречишников Н.П., Зінченко В.А., Крамар О.А. та ін. Структурні особливості та історія формування одного з родовищ.
3. Ключков В.М., Білинська Я.П., Шевченко О.М. и др. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центрально-Українська серія, аркуш М-№:-XXXII (Новоукраїнка). Пояснювальна записка. Київ. 2001.
4. Маківчук О.Ф., Обрізанов В.Н., Сливинський В.А. та ін. Звіт про геолого-прогнознi роботи в центральній частині західного крила Кіровоградського антиклінорія за 1973-1976 р.р. Завдання 47-9. Текст. Березівка. 1976.
5. Сьомка В.А., Бугаєнко В.М., Бондаренко С.М. та ін. Мінералого-петрографічні та геохімічні дослідження геологічних об'єктів Братсько-Звенигородської зони. Київ. 1995.
6. Обрізанов В.Н., Бояршина О.П., Гринько В.В. та ін. Звіт про геолого-прогнознi роботи в галузі зчленування Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського масивів масштабу 1:50000 за 1976-1979 р. Геологічне завдання 47-17. Том I. Текст. Смоліне. 1979.
7. Іванов Б.Н., Москаленко Г.М., Захарченко А.А. та ін. Результати робіт з підготовки геофізичної та геохімічної основ для ГГК-50 із загальними пошуками на площі листів М-36-99А, В; 111-А (Завдання 47-44). Текст. Смоліно. 2000.
8. Кінякін П.Ф., Кузьменко О.В., Березюк Л.Ф. та ін. Пошуково-оціночні роботи масштабу 1:10000 у східній частині Ватутінського рудного поля, проведені у 1986-1992 р. (Уран, золото, рідкісні метали). Завдання 47-36. Книга I. Текст. Смоліне. 1992.
9. Гуляк А.І. та ін. Звіт про детальну розвідку Сафонівського родовища урану у Дніпробасі з підрахунком запасів станом на 1.01.1986 р. 315 с.

10. Макаренко Н.М. та ін. Класифікація руд і порід (за фізико-механічним складом) продуктивної товщі Дніпробаса стосовно видобутку урану методом ПВ. М., Зб. ВАНТ, №2, 1985 р.
11. Пухальський Л.М., Шумілін М.В. Розвідка та випробування уранових родовищ. Надра, 1977 р.
12. Смолін Н.В., Попов Н.І., Низовський В.Н. та ін. Ватутінське родовище урану на Українському щиті. Звіт про розвідку з підрахунком запасів зі стану на 15 лютого 1973 р. Частина I. Книга 2. Київ. 1973.
13. Обрізанов В.Н., Стехіна М.З., Бояршина А.І. та ін. Основні риси геохімії, петрохімії та мінералогії Ватутінського родовища урану та його рудного поля. Книга I. Текст. Березівка. 1973.
14. Михайлов В.А. Рудоносні кори вивітрювання. Київ: Логос, 1998. 238 с.
15. Данчев В.І., Стрілянов Н.П. Урано-вугільні родовища та їх найголовніші генетичні типи «Геологія рудних родовищ». 1973. №3. С 66-81.
16. Маківчук О. Ф., Сливинський В. А., Обрізанов В. Н. та ін. Звіт про пошукові роботи у Ватутінському рудному полі та на Якимівсько-Надлакській ділянці за 1971-1975 р.р. Завдання 47-2. Том I. Текст. Березовська. 1975.
17. Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю., Калінін В.І. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т.1. Металічні корисні копалини. Київ-Львів: Вид-во "Центр Європи", 2006. 739 с.
18. Куліш Є.А., Михайлов В.А. Геохімія, мінералогія, генезис та класифікація родовищ урану. Київ: Логос, 2006. 213 с.
19. В.І. Казанський та ін. Джерела рудної речовини ендеогенних уранових родовищ. Геологія рудних родовищ. 1975. Вип. 17. № 4. З 53-61.
20. Бакаржієв А.Х. та ін. Перспективи виявлення в Україні родовищ багатих уранових руд Уран на рубежі століть: природні ресурси, виробництво, споживання. Київ: Логос, 2002. С 61-64.
21. Машковцев Г.А. та ін.. Промислові генетичні типи уранових родовищ / Вітчизняна геологія. 1998. № 9. С 13-20.

22. Іванов Б.М., Прітков Ф.Я., Меліхова Р.Б. Звіт експедиції № 47 про результати прогнозно-геологічних робіт масштабу 1:50000 на уран, золото, рідкісні метали, проведених у 1985-1992 р. у центральній частині Звенигородсько-Аннівської зони розломів. Завдання 47-33. Книга І. Смоліно, 1992. 256 с.

Не для копіювання 103М-21-1

ДОДАТОК А

Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи

№	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
1	2	3	4	5	6
			Документація		
1	A4	ТСТ.ОПІМ.19.07.ПЗ	Пояснювальна записка		
2			Графічні матеріали		Електронний ресурс
3			Презентація Microsoft PowerPoint		Слайди

Не для копіювання 103М-21-1

ДОДАТОК Б

ВІДГУК

керівника на кваліфікаційну роботу магістра

на тему: «Порівняльний аналіз петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ» студентки групи 103м-21-1 Киричок Вікторії Олександрівни

Кваліфікаційна робота присвячена дослідженню петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Актуальність роботи обумовлена необхідністю вдосконалення критеріїв прогнозування родовищ урану для забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України.

Мета досліджень: оцінка перспектив рудоносності Мічурінського та Ватутінського родовищ на основі дослідження умов формування уранового зруденіння та мінералого-петрографічного складу урановміщуючих порід.

Досягненню поставленої мети сприяло рішення наступних завдань:

- 1) вивчення речового складу урановміщуючих порід;
- 2) виділення рудовміщуючих геологічних формацій;
- 3) дослідження геологічних умов формування уранової мінералізації;
- 4) визначення закономірностей просторового розташування типів руд і перспектив рудоносності площ, що вивчаються.

Новизна обґрунтована можливістю використання результатів для визначення формаційної приналежності досліджуваних урановміщуючих порід та перспектив рудоносності територій Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Практичне значення роботи полягає в обґрунтуванні доцільності комплексного підходу до оцінки перспектив Мічурінського та Ватутінського родовищ урану. Результати досліджень можуть бути використані при проведенні пошуково-оцінних робіт.

Тема кваліфікаційної роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності магістра фаху 103 «Науки про Землю» – дослідженням петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід.

Оформлення пояснювальної записки та графічних матеріалів виконано без відхилень від стандартів. Розрахунки, що приведені в роботі, виконані з використанням пакетів комп'ютерних програм.

Клас задач, рівень та види умінь, що застосовані автором відповідають чинним кваліфікаційним вимогам (ПФ.Е.19, ПФ.Е.23.3П.0., ПФ.Е.23.3П.Р.07 та інші). Зміст кваліфікаційної роботи повністю відповідає учбовій програмі кваліфікаційного рівня магістр.

Кваліфікаційна робота, при умові активного захисту, заслуговує оцінки «відмінно», а автор Киричок Вікторія Олександрівна заслуговує присвоєння кваліфікації магістр наук про Землю за спеціалізацією «геологія, гідрогеологія, геофізика».

Керівник кваліфікаційної роботи,
зав. кафедри ГРРКК, к.г.н.

І.В. Жильцова

ДОДАТОК В

РЕЦЕНЗІЯ

на кваліфікаційну роботу магістра на тему:

«Порівняльний аналіз петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ»

студентки групи 103м-21-1 Киричок Вікторії Олександрівни

Кваліфікаційна робота присвячена дослідженню петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Актуальність роботи обумовлена необхідністю вдосконалення критеріїв прогнозування родовищ урану для забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України.

Мета досліджень: оцінка перспектив рудоносності Мічурінського та Ватутінського родовищ на основі дослідження умов формування уранового зруденіння та мінералого-петрографічного складу урановміщуючих порід.

Досягненню поставленої мети сприяло рішення наступних завдань:

- 1) вивчення речового складу урановміщуючих порід;
- 2) виділення рудовміщуючих геологічних формацій;
- 3) дослідження геологічних умов формування уранової мінералізації;
- 4) визначення закономірностей просторового розташування типів руд і перспектив рудоносності площ, що вивчаються.

Новизна обґрунтована можливістю використання результатів для визначення формаційної приналежності досліджуваних урановміщуючих порід та перспектив рудоносності територій Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Практичне значення роботи полягає в обґрунтуванні доцільності комплексного підходу до оцінки перспектив Мічурінського та Ватутінського родовищ урану. Результати досліджень можуть бути використані при проведенні пошуково-оцінних робіт.

Тема кваліфікаційної роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності магістра фаху 103 «Науки про землю» – дослідженням петрології, генезису та рудоносності урановміщуючих порід Мічурінського та Ватутінського родовищ.

Оформлення пояснювальної записки та графічних матеріалів виконано без відхилень від стандартів. Розрахунки, що приведені в роботі, виконані з використанням пакетів комп'ютерних програм.

Стиль та мова наукової роботи відповідають загальним вимогам до якості наукових робіт. Список використаних джерел інформації підтверджує поглиблене вивчення автором проблеми досліджень. Особливо слід відзначити грамотну постановку проблеми та завдань досліджень та оригінальну інтерпретацію отриманих результатів.

Кваліфікаційна робота, при умові активного захисту, заслуговує оцінки «відмінно».

Доцент кафедри загальної та структурної геології,
кандидат геол. наук, доцент

Терешкова О.А.