

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

_____ (інститут)
Факультет природничих наук і технологій _____
(факультет)
Кафедра Геології і розвідки родовищ корисних копалин _____
(повна назва)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА
кваліфікаційної роботи ступеня бакалавра
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студента Лапко Володимира Миколайовича

академічної групи 103-18-1
(шифр)

Спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)

спеціалізації за освітньою програмою «Геологія»
(за наявності)

_____ (офіційна назва)
на тему: Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій
Мічурінського родовища (Кіровоградська область).
_____ (назва за наказом ректора)

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

Дніпро
2022

ЗАТВЕРДЖЕНО:

завідувач кафедри

Геології і розвідки родовищкорисних копалин

(повна назва)

Жильцова І.В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

« 18 » квітня 2022 року

ЗАВДАННЯ
на кваліфікаційну роботу
ступеня бакалавра
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студенту Лапко Володимир Миколайовичу академічної групи 103-18-1
(прізвище та ініціали) (шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

спеціалізації¹ за освітньою програмою «Геологія»
(за наявності)

на тему Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій
Мічурінського родовища (Кіровоградська область),

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 15.04.2022 № 203-с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Аналітичний огляд літератури та вибір напрямку досліджень. Характеристика геологічної будови району досліджень.	01.04.22-15.04.22
Спеціальний	Вибір методів вирішення завдання.	16.04.22-24.04.22
	Дослідження речовинного складу урановміщуючих формацій Мічурінського родовища.	25.04.22-17.05.22
	Аналіз умов локалізації рудних покладів.	18.05.22-30.05.22
	Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій Мічурінського родовища.	31.05.22-08.06.22

Завдання видано

(підпис керівника)

Жильцова І.В.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі 25.04.2022Дата подання до екзаменаційної комісії 16.06.2022**Прийнято до виконання**

(підпис студента)

(прізвище, ініціали)

Лапко В.М.

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 69 стор., 22 рис., 1 табл. , 5 додатків, 20 джерел.

УРАНОВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ, СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНИЙ ЧИННИК, УРАНОВМІЩУЮЧІ МЕТАСОМАТИТИ, ГЕНЕЗИС.

Об'єкт дослідження – урановміщуючі формації порід Мічурінського родовища.

Предмет дослідження – структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій Мічурінського родовища.

Мета роботи – дослідження впливу тектонічних процесів на формування уранової мінералізації та структурного плану родовища.

Результати та їх новизна – досліджено умови формування рудної мінералізації та мінералогічні особливості урановміщуючих формацій. Досліджено мінеральні різновиди метасоматитів. Наукове значення результатів роботи полягає в обґрунтуванні структурно-тектонічного фактору 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 формацій Мічурінського родовища.

Сфера застосування – роботи з визначення речовинного складу з метою оцінки перспектив рудоносності урановміщуючих формацій Мічурінського родовища

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-розвідувальних робіт, які проводяться геологічними підприємствами в районі досліджень.

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1 ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ	7
1.1 Характеристика будови Кіровоградської зони розломів.....	8
1.2 Тектонічна будова Кіровоградського рудного поля	9
1.3 Основні особливості порід району дослідження	11
2 МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ	17
3 ХАРАКТЕРИСТИКА УРАНОВМІЩУЮЧИХ ФОРМАЦІЙ МІЧУРІНСЬКОГО РОДОВИЩА.....	19
3.1 Характеристика рудовміщуючих порід	19
3.2 Характеристика урановміщуючих метасоматичних формацій	23
4 ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ УРАНОВИХ РУД	38
5 СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНИЙ КОНТРОЛЬ УРАНО- ВМІЩУЮЧИХ ФОРМАЦІЙ МІЧУРІНСЬКОГО РОДОВИЩА.....	51
ВИСНОВОК	58
СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ.....	60
Додаток А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи	63
Додаток Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи	64
Додаток В Рецензія	66
Додаток Г Декларація академічної доброчесності.....	68
Додаток Д Протокол перевірки на рівень запозичень.....	69

ВСТУП

На сьогоднішній день у вкрай складній економічній ситуації забезпечення вітчизняної атомної енергетики сировиною є завданням, що визначає національну, енергетичну і економічну безпеку України. Збільшення потреби економіки України в електроенергії в значній мірі буде покриватися за рахунок зростання її вироблення атомними електростанціями.

Реальне забезпечення зростаючих потреб України в урановій сировині можливо за рахунок довивчення флангів експлуатованих родовищ з глибоких горизонтів, залучення в детальну розвідку ряду родовищ, які пройшли стадію попередньої розвідки, оцінки перспективних рудопроявів і відкриття нових родовищ з рентабельними для видобутку запасами.

Для розвитку уранової галузі України прийнято ряд загальнодержавних планів і програм: "План заходів щодо забезпечення енергетичної безпеки України", "Про стан енергетичної безпеки України і основні засади державної політики у сфері її забезпечення", "Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року", "Енергетична стратегія України на період до 2030 року".

Тому найважливішим завданням на сьогодні є розробка нових критеріїв і ознак пошуку родовищ урану, виконання обґрунтованих прогнозів на основі розробки нових методологічних прийомів, для більш економічного і швидкого відновлення втрачених ресурсів, поліпшення можливостей існуючих пошукових методів, недопущення істотного вичерпання рентабельних запасів корисних копалин, в першу чергу урану, як основного джерела сировини для стабільної роботи атомної енергетики України на сучасному етапі.

Основні запаси урану зосереджені в Кіровоградському рудному районі, де вони пов'язані з докембрійськими структурами Українського кристалічного щита: родовища Северинівське, Мічуринське, Компаніївське.

Мічурінське родовище урану розташоване в районі м. Кіровограда, в трьох кілометрах на південь від його околиці, безпосередньо в долині річки Інгул. За 2021 рік складова частина виробленої електроенергії України на атомних електростанціях, паливом для яких є уран, здобула 52%. Тому видобуток цієї руди є стратегічно важливим питанням для всієї країни.

Мічурінське родовище урану було відкрито у 1964 р. поблизу м. Кіровограда в товщі натрієвих метасоматитів. Це було здійснено під час планового розбурювання зони Кіровоградського глибинного розлому Українською експедицією тресту «Київгеологія». Технік-геофізик О.С. Самарцев встановив високу радіоактивність порід під час радіометричного каротажу однієї з свердловин. У пробах води з цієї свердловини було виявлено високу концентрацію радону. Це дало підстави головному геологу експедиції Ю.Б. Бассу додатково закласти 4 свердловини в радіусі 10-15 м від першої. Всі свердловини підтвердили наявність уранових руд. Виявлене родовище було розвідане в рекордні терміни. До 1967 р. роботи були завершені і був новостворений Інгульський рудник СхідГЗК. Відкриття Мічурінського родовища дало поштовх до активних пошуків урану в натрієвих метасоматитах території усього Українського щита. Першовідкривачами родовища визнали геологів тресту «Київгеологія» Ю.Б. Басса, О.С. Самарцева, В.М. Бойка і геофізика тресту «Укргеофізика» П.Ф. Кисельова [2].

Актуальність теми кваліфікаційної роботи, обумовлена необхідністю зміцнення мінерально-сировинної бази України, зокрема, розвитку уранодобувної галузі.

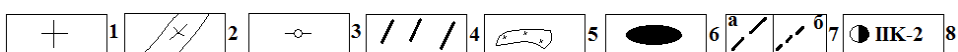
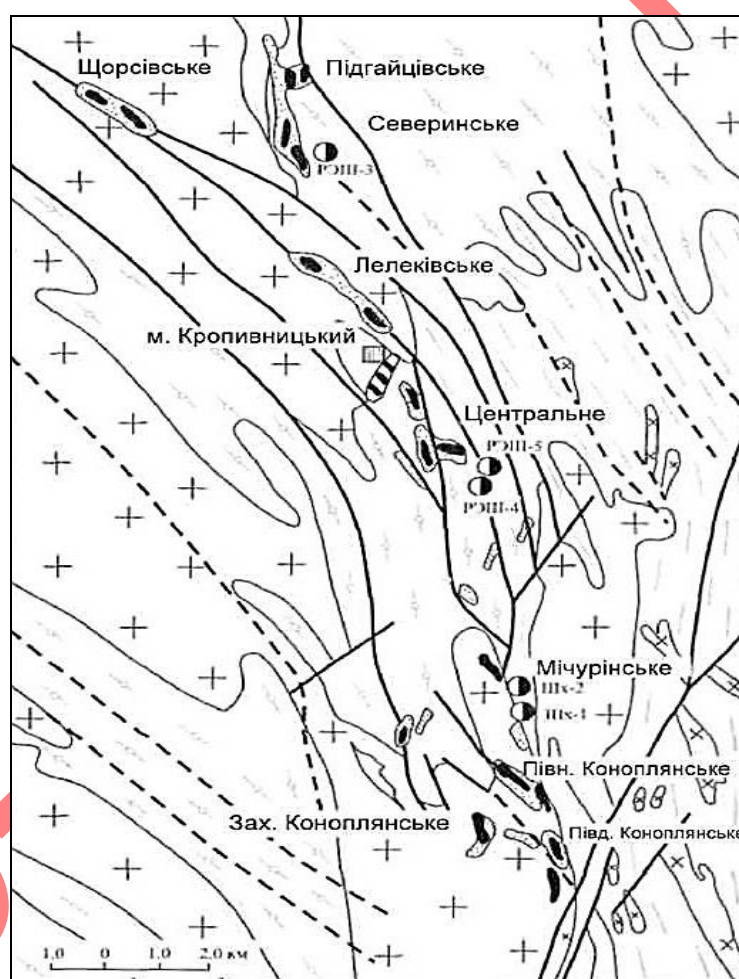
Мета досліджень: дослідження впливу тектонічних процесів на формування уранової мінералізації та структурного плану родовища.

Досягненню поставленої мети сприяло вирішення наступних завдань:

- 1) виділення урановміщуючих геологічних формацій;
- 2) вивчення речового складу метасоматитів;
- 3) встановлення просторових закономірностей розміщення рудної мінералізації;
- 4) удосконалення методики прогнозування.

1 ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для проведення досліджень було вибрано зони розломів з локалізованими в них ураноносними формаціями порід в межах Мічурінського родовища, яке розташоване в центральній частині Кіровоградського рудного поля, утвореного поєднанням трьох структур: Соколовської брахіантикліналі, Приінгульського синклінорія та Кіровоградської зони розломів [1, 2] (рис. 1.1).



1 - граніти порфіробластові; 2 - сієніти (сієнітоподібні породи); 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 [2]

1.1 Характеристика будови Кіровоградської зони розломів

Кіровоградська зона розломів, загальною протяжністю більше 150 км, розміщується у східній частині Кіровоградського масиву гранітів по західному борту Приінгульської синкліналі і далі на північ уздовж східного контакту Корсунь-Новомиргородського плутону до району Сміла-Черкаси. В цілому простягання зони близьке до меридіонального, однак на північ від с. Компаніївка зона має азимут Пн-Зх $20-25^\circ$ [1, 2]. Східною гілкою цього основного розлому є Грушковсько-Калиновський розлом, а в районі с. Компаніївка від основного розлому відгалужується Софіївсько-Компаніївський розлом південно-західного простягання.

На всьому протязі Кіровоградська зона розломів складена 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) [2]. Інтенсивна міграція речовини, проявлена у вигляді метасоматитів, зумовила також і міграцію рудних елементів зони, зокрема, переміщення урану і локалізацію його в сприятливих ділянках. Ці метасоматичні прояви, а також більш пізні мілоніти вказують, що Кіровоградська зона являє собою розлом глибинного характеру дуже складної будови з багатоетапним формуванням.

Про глибинність цієї зони свідчить також цілий ряд фактів, таких як: велика потужність і протяжність зони; тривалість і унаслідованність 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).

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 Леляківське родовище, розташоване на північній

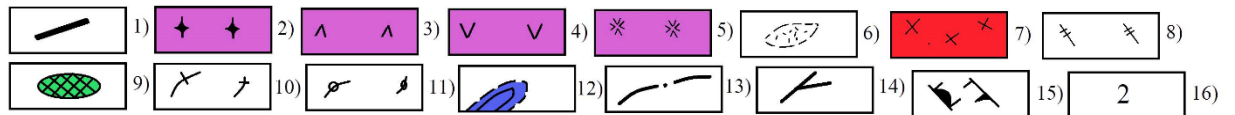
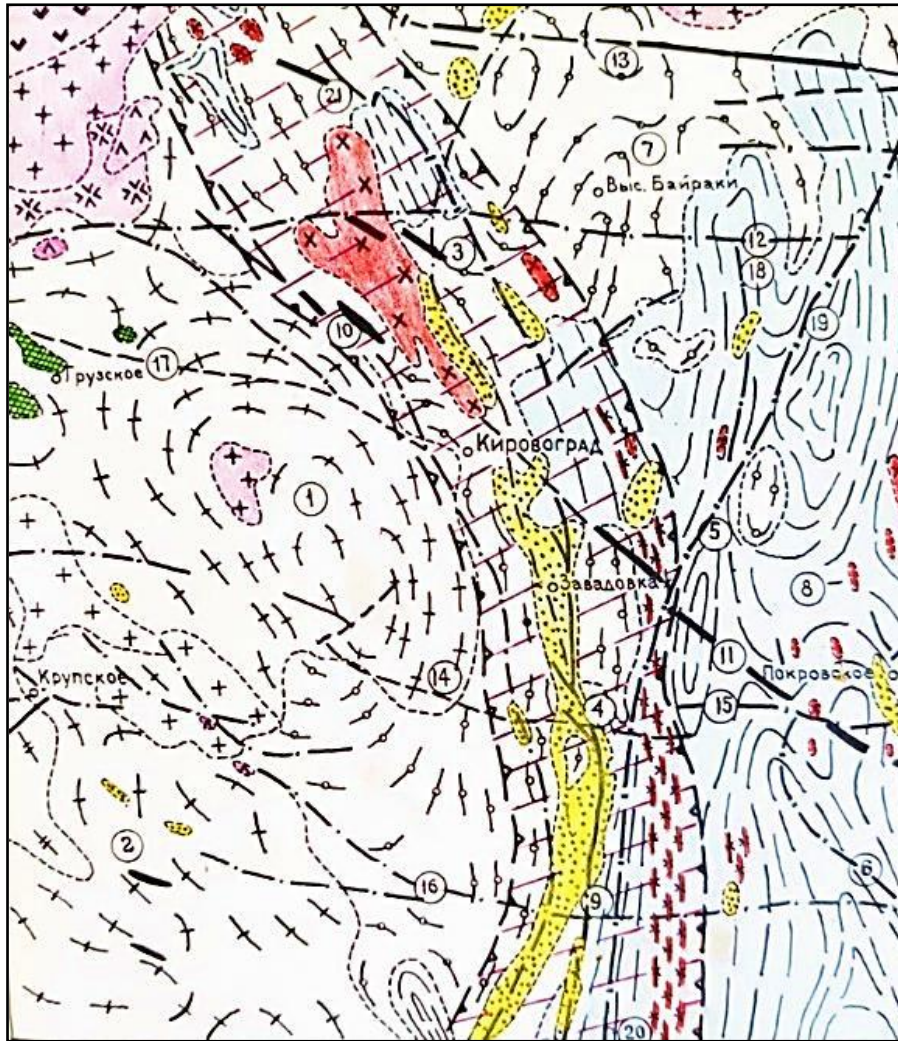
околиці Кіровограда і ряд проявів лужних метасоматитів, розташованих між ними і на південь від Коноплянської ділянки. Всі ці прояви безпосередньо контролюються Кіровоградською зоною розломів, точніше її центральною гілкою [4].

1.2 Тектонічна будова Кіровоградського рудного поля

Обмеженість наявних прямих спостережень структурних елементів, відсутність чітко виражених маркованих горизонтів у складі порід району, а також широкий розвиток проявів ультраметаморфізму і метасоматозу дуже ускладнюють відтворення картини будови розглянутого району. З цих причин уявлення про тектонічну будову значною мірою засновані на інтерпретації геофізичних даних [5]. На основі цих даних складена тектонічна схема району (рис. 1.2).

Найбільш значною з пликативних структур західної частини площі є Соколовська брахіантикліналь, що представляє собою один з виступів Корсунь-Новоукраїнського антиклінорія (рис. 1.2). Шарнір Завадовської синклінали в південній частині площі залягає на глибині близько 3,0 км. в південній частині с. Коноплянка він зазнає різке підняття до глибин 500-700 м, на широті центру р. Кіровограда інтенсивне занурення до глибин 2,5 км, а потім - більш плавне підняття до глибин 0,5-0,6 км на широті с. Лелековка. Аналогічну за характером ундуляцію зазнають і інші структури східної частини площі [2].

Усередині зони розломів за даними високоточної магнітометричної зйомки відображаються тіла метасоматитів у вигляді ланцюжків слабких позитивних аномалій. Названа вище 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 синклінали. 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.

Рисунок 1.2 - Тектонічна схема Кіровоградського рудного поля [2]

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 поки 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, які вже можна розглядати, як невеликі родовища, а також Південно-Коноплянський, Західно-Коноплянський і Завадовський рудопрояви.

Всі ці перераховані об'єкти приурочені до великої тектонічної структури Кіровоградської зони розломів.

1.3 Основні особливості порід району дослідження

В будові Кіровоградського рудного поля і найближчого району беруть участь, головним чином, біотит-плагіоклазові і мусковіт-біотит-плагіоклазові, піроксен амфібол-біотит-плагіоклазові, кордієрит-біотит-плагіоклазові, хлорит-плагіоклазові, епідот-хлорит-плагіоклазові і альбітизовані гнейси. 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.

З перерахованих різниць гнейсів, особливо слід зазначити поширені в межах рудного поля хлорито-плагіоклазові гнейси. Вони відрізняються від біотит-плагіоклазових гнейсів тим, що біотит в них заміщений хлоритом, внаслідок широко проявлених процесів хлоритизації. Хлорит становить приблизно 10-20% від мінерального складу цих гнейсів.

Альбітизовані гнейси являють собою метасоматичні змінені утворення, що виникли в результаті альбітизації біотитових гнейсів. Вони пов'язані поступовими взаємопереходами з нормальними (незачепленими лужним метасоматозом) гнейсами або ж переходять в зернисті рибекітові альбітити, в яких релікти гнейсів зовсім відсутні. Альбітизовані гнейси зазвичай містять мало або зовсім не містять кварцу. Серед них часті різниці, що містять епідот у вигляді розсіяних дрібних кристалів або у вигляді агрегатів і прожилків. Мінеральний склад альбітизованих гнейсів: альбіт - 60-80%, хлорит - 15-20%;

біотит-реліктовий, заміщений хлоритом; епідот - до 10% карбонат; апатит-одиночні зерна; іноді – мусковіт до 10% і більше. Хлорит немов заповнює пори між зернами плагіоклазу.

Альбітизовані гнейси різко недосичені кремнеземом (кварцове число негативне). Мале значення Si вказує, що породи відносяться до натрієвого ряду. Характерно високий вміст окисного і закисного заліза і окису магнію, що викликано важливою породоутворюючою роллю хлориту і епідоту в альбітизованих гнейсах. Більшістю дослідників обидві охарактеризовані різниці гнейсів вважаються утвореннями початкових етапів натрієвого метасоматозу, проявленого неповно.

Кордієритові гнейси відносно рідкісні, зустрічаються переважно на північний схід від Кіровограда в складі гнейсів міститься кордієрит 15-20% мусковіт -5-10%, біотит - 20-25% кварц - 15-30% плагіоклаз - 20-40% (олігоклаз № 20). Часто по кордієриту утворюються псевдомрфози безбарвної тонколускуватої слюди. Структура бласторфірова на тлі лепідогранобластової структури основної маси. Кордієрит представлений порфіробластами розміром до 2мм з внутрішньою пойкилобластовою структурою.

В окремих точках гнейси містять "окуляри" - округлі скупчення лейкократових мінералів з тонкою біотитовою облямівкою. Подібні ж "очкові" гнейси зустрінуті, як згадувалося, серед біотитових гнейсів і характерні реліктовими великими кристалами плагіоклазу, всередині основної маси, що складається з мусковіту, біотиту, кварцу і альбіт-олігоклазу. Реліктова структура вгадується також завдяки великим агрегатам або скупченням серициту. Хлорит або біотит обтікають також плагіоклази, що нагадує в цілому флюїдну структуру. Можна думати, що такі гнейси представляли спочатку кислі ефузивні типу плагіопорфірів або їх туфи.

З інших різниць гнейсів слід відзначити піроксенові гнейси, що зустрічаються у вигляді дрібних (потужністю до 0,5 м) лінз серед біотитових гнейсів. Піроксенові гнейси мають гранобластову і гетеробластову структуру, містять

10-20% монокліного піроксену (ряду геденбергіту), 20-30% кварцу, 40-55% основного плагіоклазу, до 15-20% амфіболу по піроксену, кордієрит.

Піроксен-біотитові і амфібол-біотитові гнейси зустрічаються переважно в останцях серед гранітоїдів Кіровоградсько-Житомирського комплексу. У більшості випадків ці гнейси мають бластогаброву структуру і тому розглядаються як ортогнейси, а в окремих випадках - як окварцьовані амфіболіти. В останньому випадку в породі міститься до 40% кварцу, 25% зеленої рогової обманки, 28% плагіоклазу, заміщеного епідотом і слюдистими мінералами, 6% біотиту.

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.

Перехід від гнейсів до смугастих мігматитів виражається в прояві в гнейсах лейкократових (гранітоїдних) пропластків, часто представлених в вигляді ін'єкцій. Частота і потужність цих утворень поступово збільшується. Вміст темнокольорових мінералів у меланократових (гнейсових) проластках, досягає 20% і більше, кварцу - до 40%, польових шпатів (олігоклазу, альбіту) міститься до 40-50% в лейкократових (гранітоїдних) пропластках. Вміст слюд знижується до 2-15% кварцу - до 20-25%, польовий шпат складає до 60-70% об'єму породи, причому мікроклін здебільшого переважає над плагіоклазами. Структури при цьому змінюються від дрібнозернистих нематогранобластових (в гнейсах) до середньо і крупнозернистих (нерідко пегматоїдних) порфіровидних структур. Текстури в обох типах пропластків мають однакову директивність, що вказує на відсутність ін'єкції.

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 розміра-

ми вкрапленників 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. У всіх випадках порфіробласти складені мікрокліном, крім вищезгаданих дрібнопорфіровидних різниць. Основна маса грано-бластової, гетерогранобластової, бластогранітової і гіпідіоморфнозернистої структури містить олігоклаз, який іноді заміщується мікрокліном з розкисненням до альбіт-олігоклазу. Крім того, в основній масі міститься кварц, біотит, амфібол і мікроклін, за наявності якого виділяються відповідно біотитові або амфібол-біотитові мігматито-граніти з мікрокліном або без нього.

Новоукраїнськими монцонітами прийнято називати зеленувато-сірі крупнопорфіробластичні середньозернисті породи, що нагадують і утворюють поступові переходи до трахітоїдних мігматито-гранітів. Від останніх вони відрізняються значною кількістю амфіболів і піроксену (до 30 %) в основній масі при вкрапленниках, що складаються з калієвого польового шпату, рідше плагіоклазу. Місцями ці породи мають грубосмугову текстуру, містять окремі зерна граната. При високих концентраціях піроксену або плагіоклазу мікроклін відсутній, що вказує на те, що первинні породи, очевидно, були близькі до основних і перетворені в монцоніти в результаті мікроклінізації.

Граніти трахітоїдні порфіробластичні (новоукраїнські) відносяться більшістю дослідників до Кіровоградсько-Житомирського комплексу. Цей параметр очевидно має важливе значення і вказує на те, що в областях розвитку трахітоїдних гранітів калієва стадія гранітизації проявилася в досить повній мірі.

З Кіровоградськими мігматито-гранітами трахітоїдні граніти утворюють поступові переходи, як правило, через різниці зі зменшеною трахітоїдністю, зменшенням вмістом калієвого польового шпату і збільшенням кількості темноколірних компонентів. Розрізняються червоні і сірі трахітоїдні граніти, причому в перших червоний колір вкрапленників пояснюється підвищенням вмістом окису заліза. За розміром порфіробластів серед звичайних трахітоїдних гранітів з вкрапленниками розміром 1-2 x 8-5 см зустрічаються

різниці з вкрапленниками довжиною менше 1-1, 5 см, хоча хімічний склад обох різниць однаковий. Основна маса, що вміщає вкрапленники темно-сіра до чорної, складена кварцом (70%), олігоклазом (15-80%) і біотитом (15-20%). Іноді (с. Крупське) основна маса утворює самостійні смуги, витягнуті уздовж орієнтування порфіробластів, що можна розцінювати як релікти вихідних гнейсів. В цілому трахітоїдні граніти розвинені в південно-західній частині розглянутої площі, та представляють північно-східний край Новоукраїнського масиву.

Аплітоїдні і пегматоїдні граніти зазвичай мають жилиподібну 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. Це в перш чергу відноситься до сієнітів, які відомі як в контакті порід Коростенського комплексу, так і в Кіровоградській зоні розломів. У першому випадку (район с. Миронівна) сієніти контактують як з гранітами рапаківі, так і з трахітоїдними мігматито-гранітами. При цьому всередині трахітоїдних гранітів і лейкократових різниць порфіровидних гранітів (Коростенського комплексу) розвинені лейкократові сієніти, позбавлені олівину і піроксену і містять до 5-8% біотиту, рідше амфіболу. В сієнітах, розвинених всередині основних порід і контамінованих гранітів, сума темнозбарвлених 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.

Сієніти Кіровоградської зони, склад і характер яких вказаний вище утворилися за рахунок зміни зазвичай катаклазованих кіровоградських і апліт-пегматоїдних гранітів. Більш правильно називати їх альбіт-мікроклиновими або мікроклин-альбітовими породами, оскільки в них зберігається первинна

структура з вихідних порід. Характерною особливістю цих порід є розвиток олігоклаз-альбіту і альбіту двох генерацій.

Висновки до розділу.

1 Уранові зруденіння приурочені до Кіровоградської зони розломів, пов'язані з проявами натрового метасоматозу, що виразилося в альбітизації вміщуючих порід - гранітів, гнейсів і містять уранове зруденіння, приурочене до інтенсивно катаклазованим альбітитам.

2 Уранові зруденіння в розглянутому районі відзначається як в докембрійських, так і в осадових породах. Уранове зруденіння Мічурінського родовища сформовано в основному в натрових метасоматитах.

3 Геологічна будова і масштаби Мічурінського родовища, та морфологія і розміри метасоматичних і рудних тіл залежать від деталей будови Кіровоградської зони розломів і її взаємин з основними пликативними структурами Соколовською брахіантикліналлю і Приінгульським синклінорієм.

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 родовища.

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

У вирішенні поставлених завдань використані традиційні методи вивчення речового складу - петрографічний, мінераграфічний та мінералогічний, а також методи металогенічного 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 15 шліфів і 18 аншліфів; проаналізовано описи 50 аншліфів з колекцій інших дослідників; вивчені результати: силікатних хімічних, спектральних напівкількісних 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 родовища, 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) дослідження ураноносних комплексів порід;
- 2) дослідження регіональних, районних і локальних структурно-тектонічних чинників геологічного контролю уранової мінералізації;
- 3) дослідження ураноносних метасоматитів;
- 3) з'ясування закономірностей локалізації рудоносних метасоматитів;
- 4) вибір найбільш перспективних локальних тектонічних структур розташованих в зонах зчленування глибинних розломів.

3 ХАРАКТЕРИСТИКА УРАНОВМІЩУЮЧИХ ФОРМАЦІЙ МІЧУРІНСЬКОГО РОДОВИЩА

Основну увагу в даному розділі приділено вивченню речового складу урановміщуючих формацій Мічурінського родовища. В ході виконання кваліфікаційної роботи було досліджено породи, що складають різновікові зони дроблення.

3.1 Характеристика ураноміщуючих порід

В геологічній будові Мічурінського родовища приймають участь ті ж самі породи, які характерні для Кіровоградського рудного поля та його району, а саме біотитові, зазвичай змінені, гнейси і гранітоїди, представлені сірими та рожевими мілкопорфіробластовими гранітами, а також тіньовими, очковими і залізистими мігматитами. Широкий розвиток мають жилоподібні тіла пегматоїдів. Як зазначалося вище, значну роль відіграють натрові метасоматити різних ступенів заміщення. Вельми характерні бластомілоніти, бластокатаклазити, мілоніти, катаклазити, брекчії та інші породи, що складають різновікові зони дроблення. Ці тектоніти, також як і гнейси з гранітоїдами, місцями піддалися гідротермально-метасоматичної зміни і обруднюються.

Поширення гнейсів і утворення по них метасоматитів характеризується тим, що вони складають дві великих пачки: східну (верхню) і західну (нижню). Перша залягає в висячому крилі родовища і простежується з півночі на південь уздовж всієї ділянки на 1300 метрів. Західна пачка розташовується в лежачому крилі і розкрита бурінням і гірськими роботами на 800 метрів по простяганню. Ця пачка в центрі родовища розбивається на три гілки, з яких дві східні через флексуроподібний перегин зчленовуються з східної гнейсової пачкою, а західна гілка виклинцьовується південь. Крім названих гнейсових пачок відзначаються ще більш дрібні шари. Ці гнейси добре простежуються на нижніх горизонтах, а догори вони виклинюються.

Особливістю гнейсів родовища є їх хлоритизація. При цьому незмінні гнейси ділянками незначно хлоритизовані, хоча і розташовані в мало деформованих або майже не порушених катаклазом і альбітизацією ділянках. Такі гнейси найчастіше зустрічаються в лежачому крилі родовища в межах західної гнейсової пачки і на схід від Головного Мічуринського розлому. На горизонті - 33 метри незмінні біотитові гнейси найчастіше зустрічаються в лежачому боці Західної гнейсової пачки.

У хлоритових гнейсах біотит в тій чи іншій мірі хлоритизований іноді до повного заміщення з утворенням псевдоморфоз. В асоціації з хлоритом розвивається лейкоксен, епідот. Нерідко в пластинках хлориту присутні тонкоголкові виділення рутилу. Кількість кварцу в змінених гнейсах вельми змінно і коливається від 20 до 50 %. Розподілений він нерівномірно у вигляді великих неправильної і лінзовидної форми виділень і тонких прожилків.

Виділяється верхня і нижня пачки гнейсів, причому підкреслюється масивність і відсутність шаруватості у гнейсів верхньої пачки. Мінеральний склад характеризується достатком плагіоклазів (40-70%) змінною кількістю кварцу (від 5-10 до 35%) і біотиту (10-40%), хлоритом по біотиту (5-25%) і іноді проявом мікрокліну (5-30%) і рогової обманки (до 10%). За хімічним складом (до 65% SiO_2) породи відносяться до сильно пересичених кремнеземом. Структура основної маси лепідогранобластова, з ізометричними зернами кварцу і польових шпатів. У середині заснованої маси іноді розміщуються лінзовидні скупчення кварцу або більші зерна польових шпатів. На цій підставі розглянута пачка вважається глибоко-метаморфізованою товщею вулканогенних відкладень.

Нижня пачка гнейсів характерна наявністю, в ряді випадків, смугастих текстур, які обумовлені чергуванням переважно біотито-хлоритових і "кварцитовидних" прошарків, потужністю від 5 до 30см. у цих "кварцитовидних" прошарках міститься 25 до 65% кварцу, 25% плагіоклазів; 10-50% цоізиту, до 25% рогової обманки, 15-25% граніту, 20-40% діопсиду, рідко мікроклін і кальцит. Хімічно вони характеризуються зниженим вмістом глинозему і лугів і

підвищеним - кальцію. За структурою і складом класифікуються як метаморфізовані глинисто-піскуваті відкладення на первинно-вапняному цементі [6].

Породи гранітного складу широко розвинені на родовищі серед них виділяються сірі і рожеві граніти, очкові і смугасті мігматити. Усередині Східної і Західної гнейсових пачок граніти представлені численними малопотужними (від перших метрів до 5-10 м), рідко 30-40 м прошарками і лінзовидними тілами іноді значної протяжності (до 100-300 м). За межами гнейсових пачок граніти поєднуються в значні за розмірами масиви (Північний, Центральний і Південний) [4]. Мігматити розвинені головним чином в лежачому боці родовища, причому полосчатий їх різновид тяжіє до гнейсових пачок.

Незмінені гранітоїди Мічурінського родовища аналогічні гранітам і мігматитам Кіровоградського рудного поля. Тим не менш, слід підкреслити, що тут проявлена згадувана вище калієва стадія формування кіровоградських граніто-пісків. Застосування останнього терміну обґрунтовується тим, що в гранітах родовища нерідко видно реліктова гнейсоватість, обумовлена орієнтованим розташуванням лусочок біотиту (рис. 3.1).



Рисунок 3.1 - Граніт гнейсовидний. Збільшення 10х, ніколи схрещені

При мікроскопічному вивченні чітко проглядається прояв калієвого метасоматозу (що і є суть калієвої стадії) від появи поодиноких зерен і 1-5% калішпата до повного заміщення плагіоклазу місцями присутнього у незначних кількостях, великі зерна калішпату складають до 70-80 % гранітів, а кварц і біотит знаходяться в підлеглий кількості. Плагіоклаз присутній в вигляді дрібних реліктових включень в зернах калішпату (мікрокліну) і в мілкодробленій масі, затиснутою між крупними зернами калішпату. Структура граніту в таких ділянках кристалічно зерниста, місцями цементна і катакластична у випадках виразного прояву катаклазу зерна калішпату виглядають більш свіжими на тлі деформованих, тріщинуватих, частково перетертих зерен плагіоклазу. Цементуюча маса в переважній кількості представлена плагіоклазом, що асоціює з кварцом, біотитом або продуктами зміни останнього (мусковітом, хлоритом) [7].

Малозмінні різниці гранітів містять: від 5 до 65% плагіоклазу (олігоклазу), 5-70% калішпату (мікрону, мікропертиту), 25-35% кварцу, біотиту і продуктів його зміщення. З акцесорних присутні апатит, циркон у вигляді включень в біотиті. У зонах катаклазу і поблизу них біотит мусковітизований, іноді націло хлоритизований. В асоціації з хлоритом на значній площі присутній епідот. Мінливість гранітів виражається все більш чітко в міру наближення до ділянок розвитку метасоматитів (в т. ч. сієнітів) і уранового зруденіння [7,8]. Граніти стають все більш катаклаваними, поступово збагачуються гематитом, гідроокислами заліза, карбонатом, змінюють колір від сірого і рожево-сірого до рожевого і мясочервоного. Починає з'являтися заміщення альбітом як олігоклазу, так і мікрокліну, в мілкодробленому матеріалі проявляється розетковидний альбіт. Біотит перекристалізовується в мілкочешуйчатий. Кількість кварцу в породі зменшується (20-10%) і відбувається його перерозподіл з утворенням лінзовидних зерен кварцу. За складом порода поступово починає відповідати кварцовим сієнітам і малокварцевих гранітам.

Пегматоїди Мічурінського родовища являють собою жилоподібні тіла фації апліт-пегматоїдних гранітів, відомих для району. Ці тіла, потужністю

до 1-3 м утворюють широкий (до 1 км) пояс, що охоплює практично все родовище. Пегматити зустрічаються як у вигляді самостійних, зазвичай згідних, рідше січних тіл в гнейсах і гранітах, так і у вигляді неправильної форми ділянок, приурочених переважно до контактів вищеописаних гранітів з гнейсами.

3.2 Характеристика урановміщуючих метасоматичних формацій

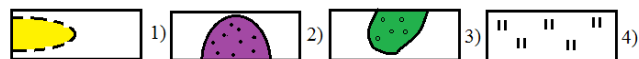
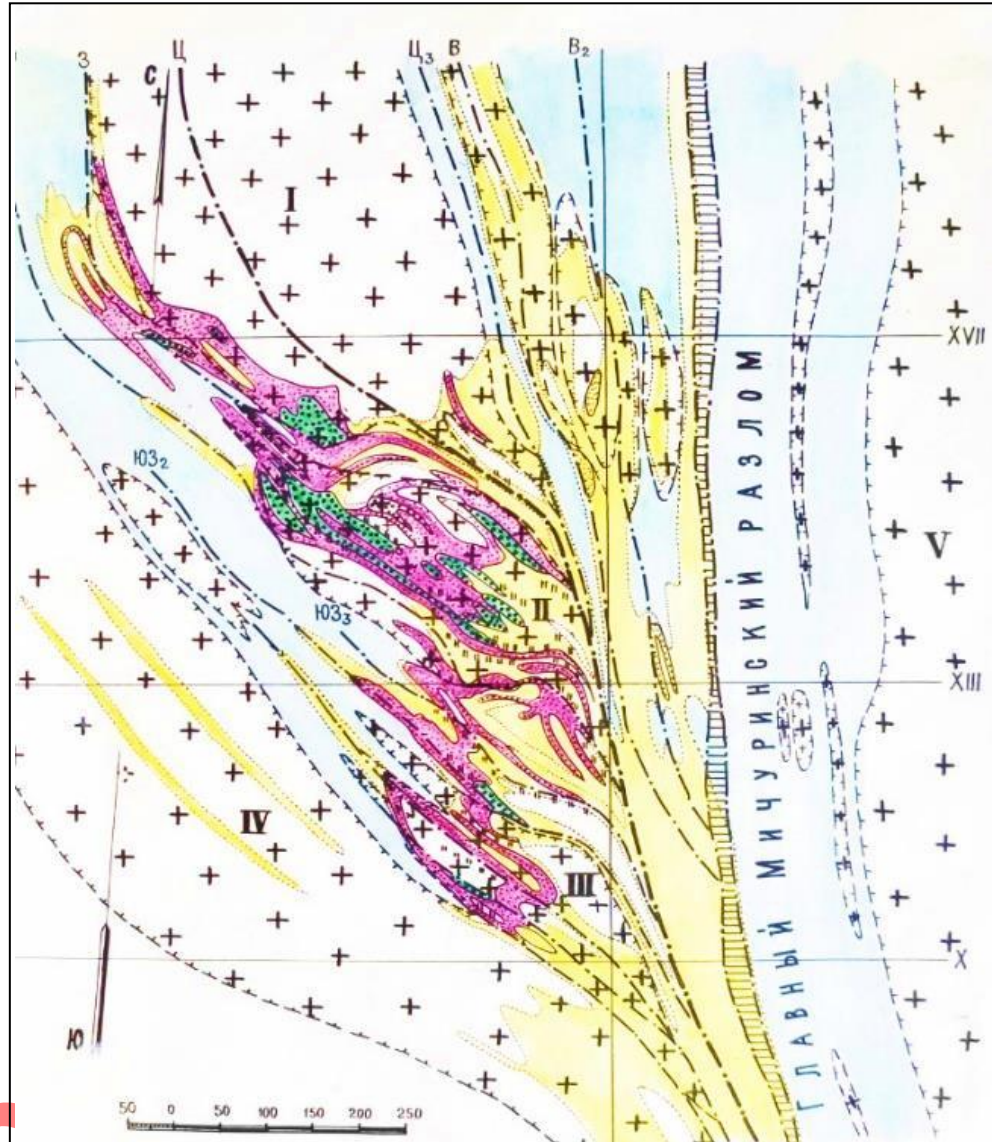
Натрові метасоматити, як вже зазначалося, є типовими утвореннями Кіровоградської зони розломів та Кіровоградського рудного поля. За поширенням натрові метасоматити підпорядковуються приблизно тому ж структурному контролю, що і уранове зруденіння але значно ширше і в цілому утворюють ті ж зони - Східну, Центральну і Західну (разом з Південно-Західною) [9]. Східна зона метасоматитів просторово збігається з Східною гнейсовою пачкою і контролюється в її межах Головним Мічурінським розломом і системою опорних з заходу східних тектонічних порушень. З боку лежачого боку вона обмежується центральним тектонічним порушенням (рис. 3.2).

Метасоматична зональність розглядається в її звичайному розумінні, як горизонтальна тобто зони не складають окремих частин родовища, а розвиваються в кожному випадку проявів метасоматитів. Ця зональність проявляється всередині кожного типу заміщення порід і в принципі виглядає наступним чином:

- 1) зовнішня зона слабких змін, що відповідає за складом і ступенем мінливості граносиєнітам, 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 крупно-пластинчатим (апогранітним) альбітитами.

Метасоматити другої зони представлені на родовищі сієнітами середньо і грубозернистими (апогранітними), крупно і гігантозернистими (апопегмати-

товими) і дрібнозернистими гнейсовидними (апогнейсовими). Останні макроскопічно важко відрізняються від гнейсів і цукроподібних альбітитів і впевнено вони виділяються тільки при мікроскопічних дослідженнях.



1 - альбітити та сієніти хлоритові, 2 - альбітити і сієніти з рібекітом, 3 - альбітити з эгиріном, 4 - прояви пізнього карбонатного метасоматозу

Рисунок 3.2 - Схема розміщення метасоматитів на горизонті - 33м

Зерна калішпату мають неправильну, табличчасту 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 [10].

В сієнітах також розвивається хлорит, епідот, карбонат, гідробіотит, гематит, лімоніт, лужної амфібол, причому 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 сагениту.

У сієнітах, розташованих безпосередньо поблизу рудних зон або в їх межах, по зонках дроблення крім мікропластинчатого 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 (для всіх метасоматитів) зонах, показаних на (рис. 3.2).

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 [7].

Альбітити є продуктами найбільш повного процесу натрієвого метасоматозу і представлені трьома різницями олігоклазитами (апопегматитовими), пластинчастими (апогранітовими) і ізометричнозернистими або сахаровидними (апогнейсовими).

Олігоклазити зазвичай світло-сірі або рожеві породи майже без домішки темнозбарвлених мінералів, що відрізняються гігантозернистістю (до 7-12 см) і досконалу спайність кристалів. Колір породи змінюється в залежності

від домішки темнозбарвлених мінералів, від світлосірого або рожевого до строкатого, майже темного.

Нерідко зустрічаються пластинчасті альбітити (рис. 3.3), які майже не містять темнозбарвлених мінералів (менше 2%), а іноді кількість їх доходить до 35-40%.

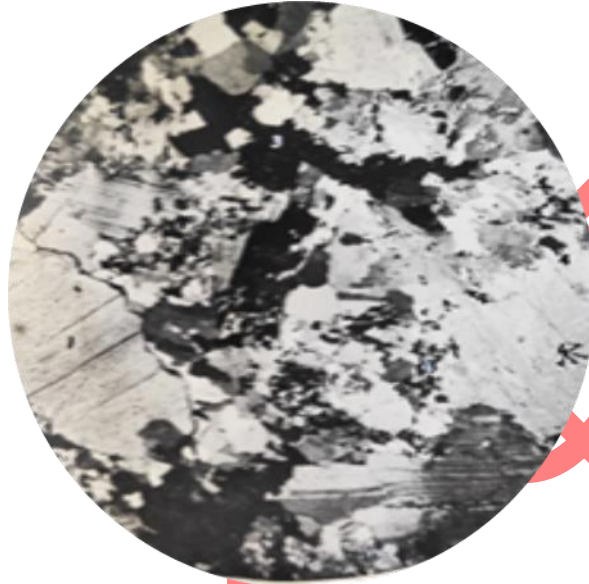


Рисунок 3.3 - Пластинчастий альбітит. Ніколи + збільшення 15х (1- альбітит I генерації, 2- альбітит II генерації, 3- хлорит, 4- рудні мінерали (магнетит, пірит).

Структура породи зазвичай таблитчатозерниста. У ділянках, не порушених тектонікою гіпідіоморфнозерниста, іноді порфіровідна. У ділянках катаклаза і дроблення катакластична, брекчиевидна 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 [8].

Новоутворені мінерали в альбітитах займають в середньому 15-25% і розвиваються в основному в зонах тріщинуватості і дроблення.

З темнокольорових мінералів в різних кількостях тут присутні хлорит, епідот, цоїзит, родузит, егіриніт. Крім того накладаються кальцит, розетковидний і тонкопластинчатий альбіт, рудні мінерали, залізна слюдка, гематит, магнетит, пірит, галеніт, халькопірит, борніт і уранові мінерали.

Плагіоклаз має показник заломлення $N_g=1,538$, $N_p=1,529$, що відповідає альбіту № 3-5.

Плагіоклаз представлений великими табличчастими зернами з вузькими полісинтетичними двійниками. Зерна зазвичай злегка серицитизовані і по ним розвивається криптозернистий карбонат. У зонах катаклазу двійникові шви вигнуті і зміщені або зовсім зникають, замінюючись слабо хвилястим і мозаїчним згасанням.

Темнокольорові мінералів: 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 крупно-зернистих утворень по зонках дроблення.

Цукровидні альбітити являють собою щільні, темно-сірі або рожеві породи з дрібнозернистим будовою гранобластовою і лепідогранобластовою структурою. Під мікроскопом порода має рівномірно-ізометрично-зернисту структуру плагіоклазу (рис. 3.4). 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, цоїзиту, дистену, лейкоксену, а також родузит, егіриніт, гематит, магнетит, пірит і в ділянках зруденіння уранова мінералізація.

У ділянках дроблення цукровидні породи інтенсивно катаклазовані, іноді мілонітизовані, збагачені хлоритом і іншими темнозабарвленими і рудними мінералами, які розвиваються по тріщинах між зернами.

За хімічним складом пластинчасті і цукроподібні альбітити приблизно ідентичні і за вмістом лугів відносяться до натрієвого ряду з різким переважанням натрію (6-8%).

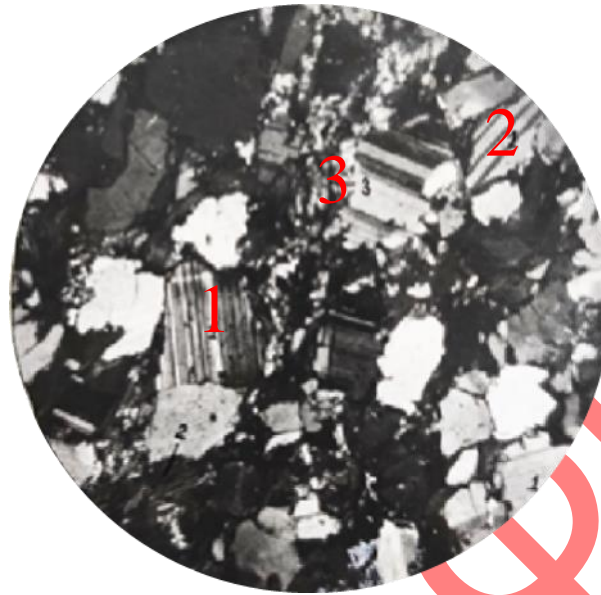


Рисунок 3.4 - Альбітит мілкозернистий. Ніколи + збільшення 3,7х (1- альбітит I генерації здвоєний, 2- хлорит, 3- епідот).

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 альбітити можуть бути однаково інтенсивно рудоносні [11, 12].

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 майже націло 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 тонкоздвайникованому і шаховому альбіті. В тісній асоціації з цією різницею альбіту, в тій чи іншій кількості, знаходяться хлорит, епідот, карбонат, гідробіотит, рибекіт, егіриніт, магнетит, гематит, лімоніт, дістен, лейкоксен, акцесорні мінерали: циркон, апатит, малакон (іноді до 15%) уранові мінерали.

Слід зазначити, що апогранітні і апопегматитові альбітити, розвинені в східній частині родовища, за парагенетичною асоціацією мінералів накладених процесів різко відрізняються від альбітитів Центральної і Західної зон. Так, для цих альбітитів характерна асоціація; альбіт всіх різновидів, 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 широко розвинені в ділянках катаклазу.

При мікроскопічному вивченні апогнейсові альбітити виявляють гранобластову, лепідограно-бластову, фіброгранобластову, а в інтенсивно дроблених ділянках катакlastичну, мілонитову структуру. Текстура породи масивна. Переважна маса породи (70-80%) представлена тонкоздвайникованим альбітом, рідко шаховим в зернах ізометричної, короткотаблитчатої форми. У міжзернових ділянках, розвиваються мінерали накладених процесів: 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. 3.5).

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

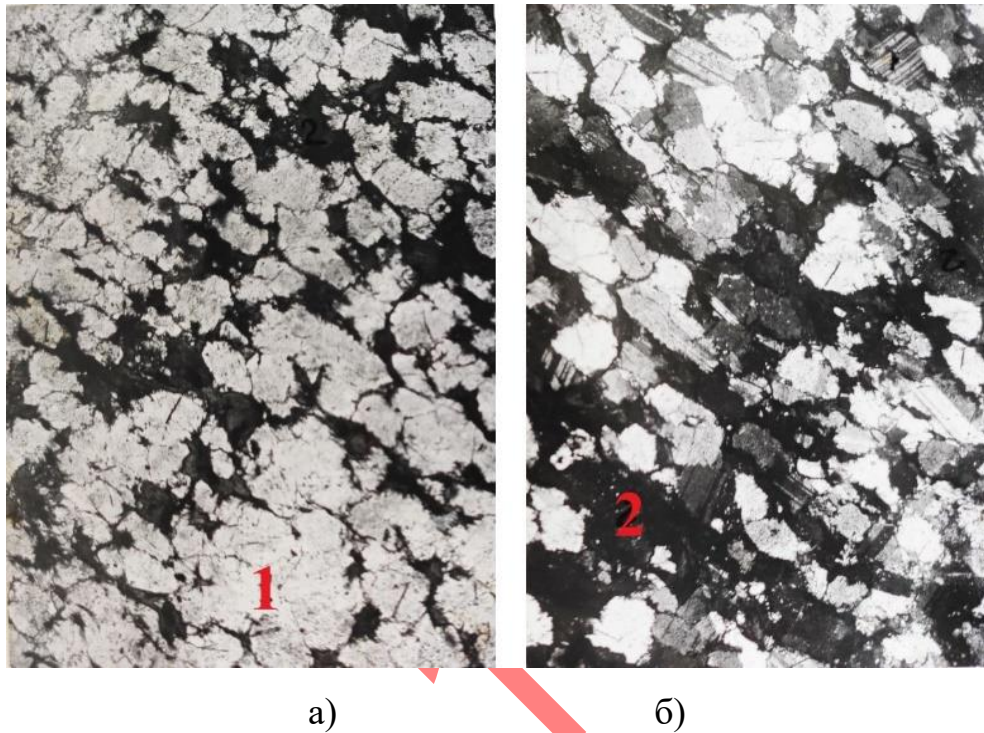


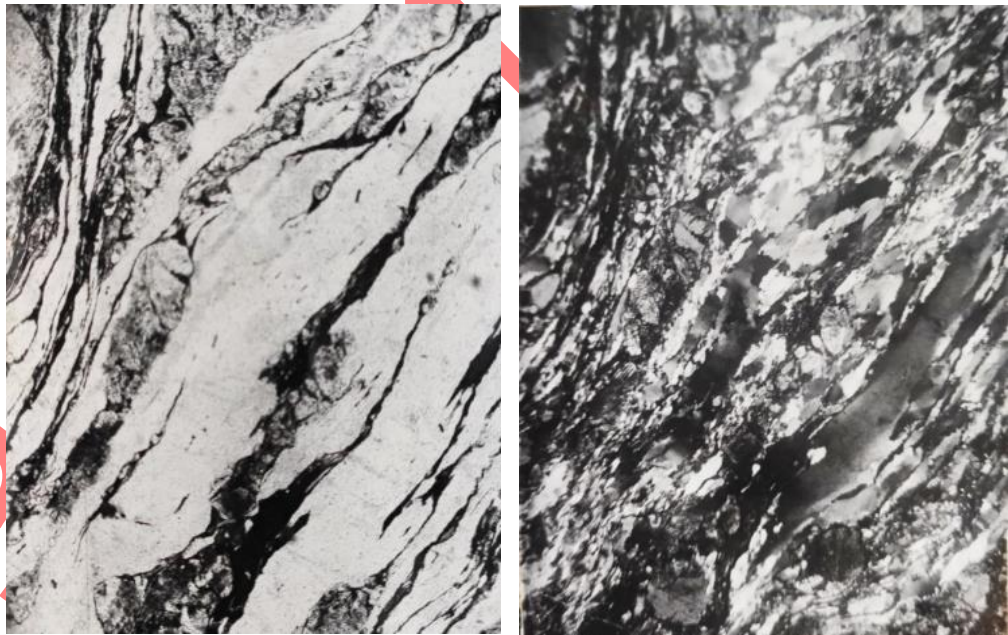
Рисунок 3.5 - Апогнейсовий альбітит, що складається з альбітита (1) і рібекіта (2). Збільш. 20х: а) при одному ніколі; б) при схрещених ніколях

У першому випадку цукроподібні альбітита мають істотно (до 25 %) хлорит-епідотовий склад, причому хлорит, що асоціює з лейкоксоном, переважає над епідотом. У підлеглий кількості присутні магнетит, лимоніт, пірит і лейкоксен. Хлорит найчастіше в трьох модифікаціях; пластинчастий, мікропластинчастий і розетковидний. Розвивається хлорит по біотиту, причому часто видно релікти останнього. У незначній кількості і не повсюдно присутній карбонат [6].

Тектоніти або продукти дислокаційного метаморфізму мають досить широке поширення на Мічурінському родовищі, оскільки тут, як вказувалося, проявилися неодноразові диз'юнктивні порушення. Серед тектонітів, що

утворилися до натрового метасоматозу, виділяються бластомілоніти і бластокатаклазити, сформовані в умовах амфіболітової фації, а також більш пізні мілоніти і катаклазити, супроводжувані середньотемпературним метаморфізмом. Після натрового метасоматозу виділяються два етапи розвитку дислокаційних деформацій: передрудний і пострудний.

За мінеральним складом ці тектоніти близькі до вихідних порід (гнейсів, гранітів) і складаються з кварцу, біотиту, мікрокліну і олігоклазу. Кількісні співвідношення цих мінералів сильно варіюють. Так, бластокатаклазити, що утворилися за рахунок гранітів і пегматитів, складаються майже націло з кварцу і польових шпатів, а виникли за рахунок гнейсів містять 15-20%. Характерною особливістю бластомілонітів є чіткі ознаки інтенсивних тектонічних впливів, широкий розвиток бластопорфірових структур з ясною площиною орієнтуванням лінзовидних зерен польових шпатів, які "обтікаються" струйчастими агрегатами кварцу і лусочками біотиту (рис. 3.6).



а)

б)

Рисунок 3.6 - Бластомілоніти в шліфу. При схрещених ніколях (а) добре помітна гранобластична структура породи. При паралельних ніколях (б) видно пластинки біотиту (темносірі), витягується паралельно кварцовим (білі) і польовошпатовим (світло-сірі) смугам. Збільшення 20х

У породі часто присутні смужки і лінзочки, складені тонкокристалічним кварц-полевошпатовим матеріалом. Незалежно від вихідного складу порід порфіробласти завжди представлені польовими шпатами, а дрібні зерна кварцу, що утворюють основну тканину, пристосовуються до форми порфіробластів, обтікаючи її. При цьому виникають очкові структури, добре помітні макроскопічно.

Судячи з текстурно-структурних особливостей, бластомілоніти і бластокатаклазити утворені в результаті перекристалізації гірських порід в умовах інтенсивного бічного стиснення, а стійкість біотиту в асоціації з мікрокліном і олігоклазом дозволяє припускати, що деформації відбувалися в обстановці амфіболітової фації метаморфізму.

Мілоніти приурочені до порівняно вузьких зон даз'юнктивних порушень (сантиметри - перші метри), а катаклазити користуються набагато ширшим поширенням. Неозброєним оком катаклаз краще фіксується в гранітах і пегматитах і гірше в гнейсах. Мікроскопічні спостереження показують, що і проявляється він в тих і інших породах по різному.

Катаклазити по гранітах складаються з розчавлених деформованих зерен доданків мінералів (рис. 3.7 і 3.8). В останніх розвиваються безладно орієнтовані тріщини з незначним зміщенням окремих частин зерен.

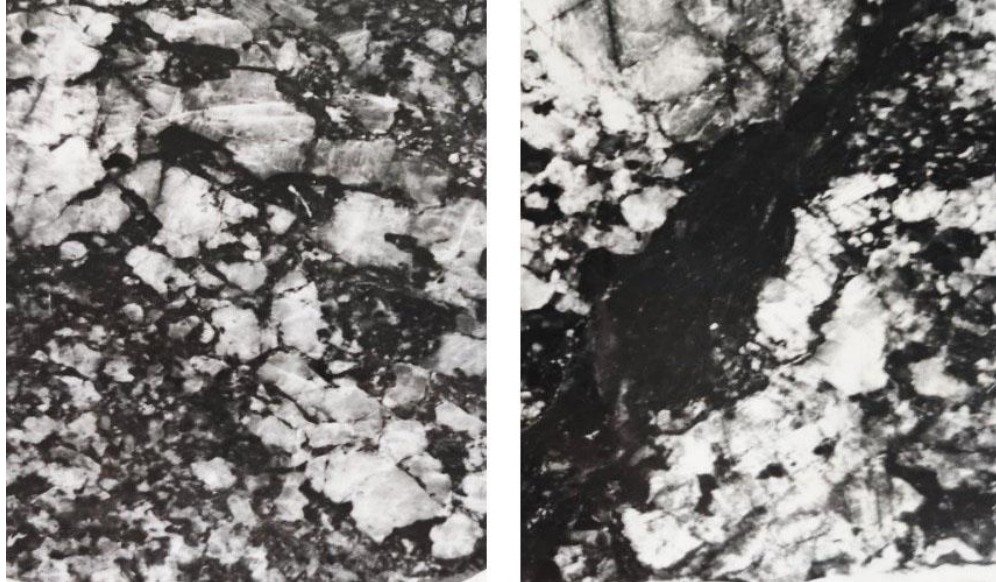
Деформація мінералів чітко фіксується по вигнутості двійників плагіоклазів і лусочок біотиту. У проміжках між великими зернами місцями присутній тонкообломочний цементуючий матеріал, частково перекристалізований, що визначає відносну міцність катаклазованих гранітів. Тектонічні шви в них дуже рідкісні, а ступінь катаклаза зазвичай дивно витримана.

Катаклазовані пегматити за структурою аналогічні катаклазованим гранітами, але містять великі (до 5 см) порфіробласти польових шпатів і практично позбавлені кольорових мінералів (рис. 3.8 а, 3.9 б)

Істотні перетворення мінерального складу мілонітизованих і катаклазованих порід відбулися внаслідок діафторезу, який проявлено в зонах мілоніти-

зації і катаклазу, або в безпосередній близькості від них. Так у напрямку від незмінених порід до зон мілонітизації спостерігається все більша хлоритизація біотиту.

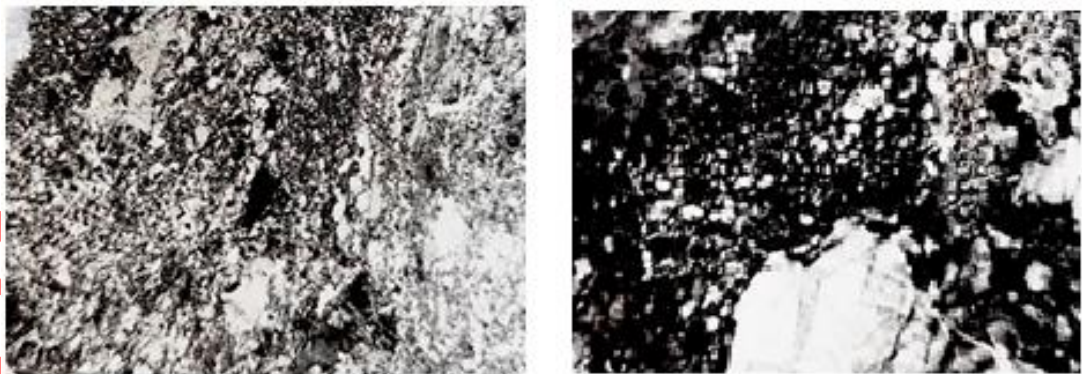
Плагіоклаз деанортизується і слабо серицитизується.



а)

б)

Рисунок 3.7 - Катаклазований граніт (а) та пегматит (б) із зоною мілонітизації. Штуфи, збільшення в 2 рази.



а)

б)

Рисунок 3.8 - Мілонітизований граніт (а) та інтенсивно катаклазований пегматит (б): а) Мікрофото шліфа, збільшення 10 х. б) Керн

У породах з'являються ділянки і тонкі зонки щодо слабого катаклазу і збільшується кількість епідоту. Він утворює разом з хлоритом псевдоморфози по біотиту, складає тонкі прожилковидні скупчення. У міру збільшення інтенсивності дроблення порід епідот все в більшій кількості розвивається в тонкозернистій основній масі. Тут він характеризується брудно-зеленим кольором, дуже тонкозернистою будовою [11]. Особливо багато епідоту в зонах мілонізації гнейсів. Тут нерідко виникають тонкозернисті епідот-полевошпатові мілоніти з підлеглим кварцом і хлоритом.

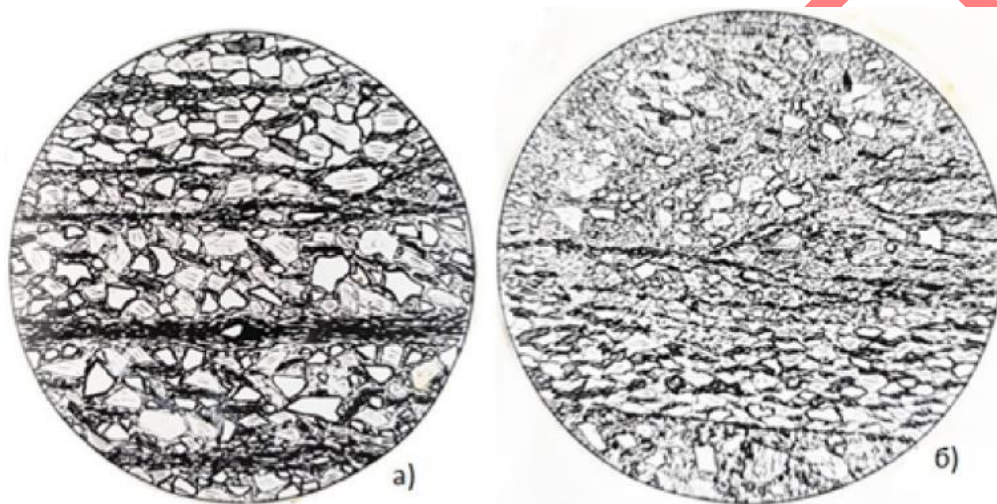


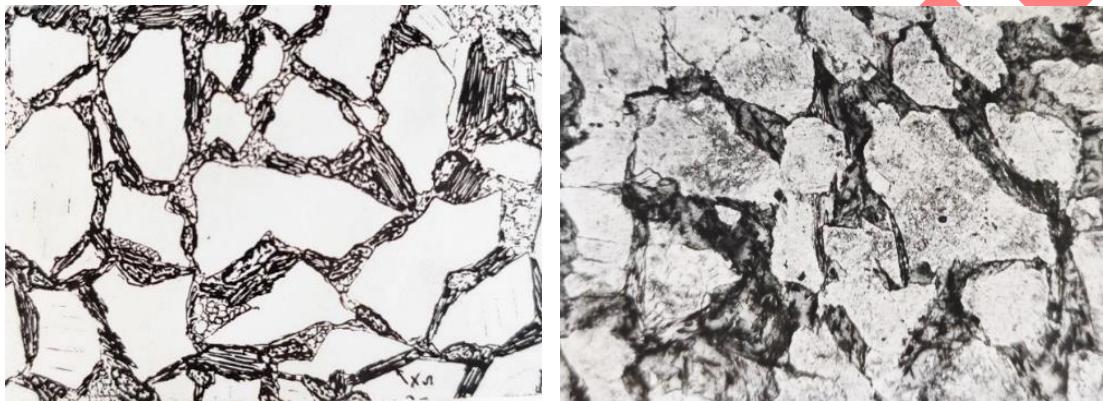
Рисунок 3.9 - Катаклазований гнейс: а) видно тонкі мілонітові шви, паралельні гнейсуватості і чергування смуг з різним ступенем катаклазу. Зб. 20х при одному ніколі. б) інтенсивний катаклазований з ділянками мілонізації. Зб. 10х, при одному ніколі

Таким чином, стійкою мінеральною асоціацією діафоритів є парагенезис: кварц + мікроклін + альбіт + хлорит + епідот, який відповідає альбіт-мусковіт-хлоритової субфації зелених сланців.

У катаклазованих гнейсах спостерігається чергування смуг з різним ступенем дроблення, присутня велика кількість тонких тектонічних швів (зазвичай менше 1т), представлених сильно перетертим матеріалом (рис. 3.9 і 3.10). Напрямок їх зазвичай збігається з гнейсоватістю.

При великих збільшеннях видно, що лускаті мінерали і уламки кварцу і польових шпатів чітко орієнтовані в площині шва, а між швами не виявляють такої орієнтування.

Апотектонітові альбітита встановлюються по успадкованості катакластичних структур, що існували раніше в гранітах, гнейсах, пегматитах і мілонітах, натровими метасоматитами, що утворилися за цими породами (рис. 3.10 а,б).



а)

б)

Рисунок 3.10 - Альбіт по катаклазованому гнейсу: а) незграбної форми зерна альбітиту оточені кристалами епідоту і хлориту, і частково тонкокристалічною альбітитовою масою. Зб. 20х при одному ніколі. б) успадкована катакластична структура. Зб. 30х при одному ніколі

Так, у багатьох шліфах метасоматичних порід добре помітна незграбна форма зерен альбіту, в яких відсутні тріщини, ділянки дроблення і перетирання, вигини двійників. Цемент представлений добре утворенні дрібними зернятками альбіту, зірчастими скупченнями рібекіту, кристаликами егірину. Очевидно, що незграбна форма уламків не могла виникнути пізніше утворення альбітитів, оскільки в цьому випадку цементуюча основна маса була б тонко перетертою, а самі уламки виявилися б деформованими. Очевидно така структура з'явилася в результаті метасоматичного заміщення альбітом раніше катаклазованих гранітів. При цьому великі уламки зберегли свою незграбну форму.

Не менш чіткі успадковані катакlastичні структури спостерігаються в апогнейсових альбітитах (Рис. 3.10 а), а також у змінених (десилікованих) гранітах мікроклін-альбітового складу.

Дуже часто спостерігаються обростання кутастих зерен серицитизованого плагіоклазу новоутвореним альбітом, причому незграбна форма зерен втрачається (рис. 3.11).

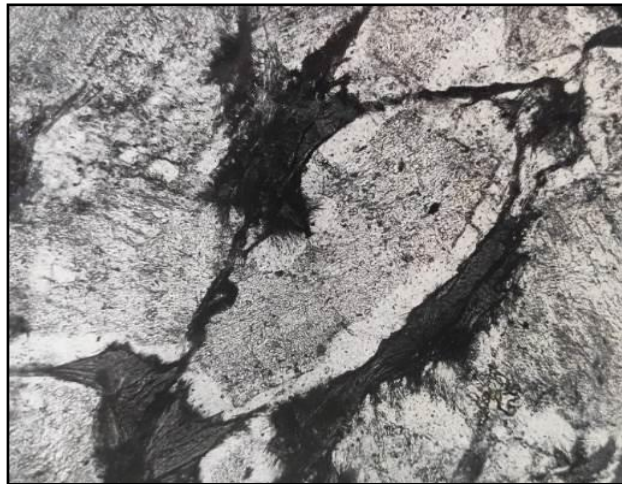


Рисунок 3.11 - Незграбна форма уламку альбітизованого плагіоклазу обростає водянопрозорим альбітом. Темне-рібекіт, сіре-плагіоклаз альбітизований каламутний, біле - новостворений альбітит. Зб. 30х при одному ніколі

Не менш чіткі ознаки успадкованості структур спостерігаються при накладенні альбітизації на мілоніти. Характерною їх особливістю є наявність дуже тонкокристалічної альбітової маси, на тлі якої виділяються більші незграбної форми уламочки з частково згладженими контурами.

Характерно також нерівномірний смугастий розподіл в породах хлориту і епідоту. Епідот іноді утворює добре ограновані кристалики, не порушені дробленням. Наявність таких кристаликів також як і відсутність тріщин і ознак дроблення і зміщення в більших уламках говорить, про те, що ми маємо справу з успадкованою структурою. При великих збільшеннях видно, що основна маса є не тонкообламкуватою, а гранобластовою. За ультрамілонітами,

що не містить уламків, виникають хлорит-альбітові або альбіт-епідотові породи.

Висновки до розділу.

1 Уранове зруденіння на Мічурінському 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 Мічурінського родовища складені переважно альбітом (60-95%), темnobарвними мінералами (0-40%), кварцом (0-35%). За асоціаціями темnobарвних мінералів альбітити діляться на лужноамфібол-егіринові і епідот-хлоритові.

3 Тектоніти або продукти дислокаційного метаморфізму мають досить широке поширення на Мічурінському родовищі, оскільки тут, як вказувалося, проявилися неодноразові диз'юнктивні порушення. Серед тектонітів, що утворилися до натрового метасоматозу, виділяються бластомілоніти і бластокатаклазити, сформовані в умовах амфіболітової фації, а також більш пізні мілоніти і катаклазити, супроводжувані середньотемпературним метаморфізмом.

4 ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ УРАНОВИХ РУД

За складом рудовмісних порід уранові руди відносяться до хлорито-альбітітового типу з тонковкрапленим, прожилково-вкрапленим оруденінням. Рудовмісними породами є альбітіти пластинчасті (апогранітні і апогнейсові), в незначній кількості сієніти, олігоклазити і гнейси. Уранові руди майже нічим макроскопічно не відрізняються від вміщуючих порід і дуже часто можуть бути виділені тільки за допомогою радіометричних вимірювань. За забарвленням вони рожеві, бурі, сірі, світло-сірі, причому залежність між забарвленням і вмістом урану в руді не спостерігається. Уранові мінерали, зазвичай разом з темнокольорними компонентами, складають цемент катаклазитів і брекчірованих порід альбітитів і сієнітів, розподіляючись у вигляді тонкої вкрапленості по тріщинкам катаклаза. Розмір зерен уранових мінералів в рудах змінюється від тисячних часток мм до 0,1-0,2 мм і дуже рідко до 1-2 мм.

В середньому, уранові руди мають наступний мінералогічний склад: альбіт пластинчастий, шаховий ізометрично зернистий - 75-80%. Темнокольорові (хлорит, біотит, егірін, родузит, крокідоліт, епідот, цоізит) - від 3 до 20%. Кальцит - від 0,5 до 10%, в середньому 3-5%.

Рудні (гематит, тонкогольова залізна слюдка, магнетит, мартит, уранові мінерали - 0,1-2%. Гідроокисли заліза, в т. ч. з сорбцією урану 1-3%. Апатит, малакон, сфен, лейкоксен від 0 до 1%.

Всього ж при петрографічному і мінералогічному вивченні уранових руд родовища виявлені наступні мінерали:

а) неуранові - нерудні: альбіт, олігоклаз, мікроклін, хлорит; флогопіт, біотит, мусковіт, епідот, сидеріт, родузит, цоізит, кальцит, крокідоліт, егірніт, діопсид-геденбергіт, актиноліт, монтмориллоніт, каолініт, баріт, флюорит, кіаніт, анатаз, циркон, гранат.

б) неуранові - рудні: залізна слюдка, магнетит, мартит, мушкетовіт, гідрогематит, гетит-гідрогетит, галеніт, ванадініт, халькопірит, сфалерит, молібденіт, пірит, піротин;

в) уранові: настуран, гідронастуран, ургіт, уранові черні, ненадкевіт, коффініт, уранофан, бета-уранотіл, болтвудіт, казоліт, бранерит, давідит, титанати (ближче не визначені);

г) урановміщуючі: гетит-гідрогетит, лейкоксен, рутил, ціозит змінений, апатит, малакон, тухоліт.

Найбільш тісно з урановими мінералами пов'язані дуже дрібно зернисті утворення залізної слюдки, гематиту, магнетиту, маріта, а також хлорит, кальцит, егіриніт і родузит, які майже постійно супроводжують зруденіння. Всі інші темноколірні мінерали присутні непостійно і в різних асоціаціях. Нижче наводиться докладний опис тільки уранових і урансодержащих Мінералів. Інші мінерали частково (породоутворюючі мінерали) описані в попередніх главах, а тут характеризуються тільки по їх зв'язку з урановим орудененням.

Уранова мінералізація має багатоконпонентний склад завдяки тому, що руди значною мірою окислені. Тут зустрінуті первинні і вторинні оксиди, силікати, титанати, а також сорбції урану на різних неуранових мінералах.

Зустрічаються вони в уранових мінералах і утвореннях у вивчених 810 зразках по всіх розвідувальних профілях родовища характеризується тим, що більше ніж у половини (53%) випадків відзначені вторинні мінерали уранові черні, сорбції урану на гідроокислах заліза, на ціозиті, лейкоксені, а також гідронастуран, уранофан, бета-уранотил, болтвудіт, в 11% випадків зустрінуті первинні оксиди (настуран, уранинит), у 32 % - первинні силікати (коффініт, ненадкевіт) і у 4 % - первинні титанати (браннерит, давідит). Ці цифри дають деяке уявлення про мінеральному балансі руд.

Уранініт на родовищі зустрічається значно рідше, ніж інші оксиди урану, і часто спільно з настураном. Уранініт спостерігається як в одиничних зернах в крупнопластинчатих альбітитах, олігоклазітах, так і у вигляді гнізд з густою найтоншою вкрапленістю в катаклазітах цукровидних альбітитів, а та-

кож в апатито-альбітових прожилках, січних пластинчасті альбітиту. Ймовірно, що всі ці форми виділення характеризують собою 2-3 генерації уранітита за часом формування.

Уранітит має розміри зерен 0,005-0,05 мм. перетин-квадратний або неправильний, незграбний. В парагенезисі з уранітитом зазвичай зустрічаються галеніт, залізна слюдка, апатит, мартит, карбонат, флогопіт. Галеніт присутній у вигляді емульсійної вкрапленості або у вигляді великих зерен, що виділилися раніше уранітиту (рис 4.1). Зустрінутий апатито-уранітито-альбітовий прожилок з січними чіткими контактами, а місцями менш чіткими, розвиненими з сітчастим зонкам дроблення в альбітиті (рис. 4.2).



Рисунок 4.1 - Виділення уранітиту і галеніту в пластинчастому альбітиті.

Відб. світло Збільшення 100x

Уранітит 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, майже повністю ізотропізований, з низькими показниками заломлення, а також гідроксиди заліза, гематит, флогопіт.

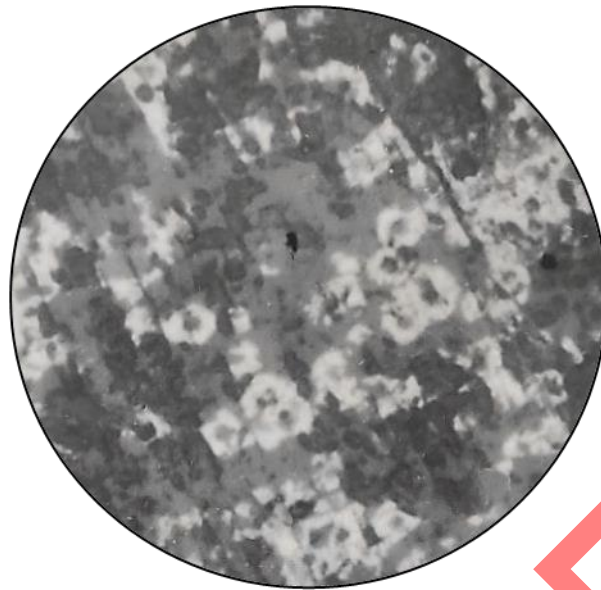


Рисунок 4.2 - Виділення уранітиту в апатито-альбітитовому прожилку.

Відб. світло Збільшення 100х

Настуран в рудних покладах відзначається в різному ступені збереження. Іноді він більш або менш свіжий, з високим вмістом урану, але в більшості випадків настуран сильно окислен і частково заміщений гідронастураном, ургітом, урановою чернью чи ненадкєвітом, а також гідрокислами заліза і безрудним силікатами з утворенням псевдоморфоз. В цих ділянках густа вкрапленість настурана з виразними формами дуже слабо радіоактивна і містить незначну кількість урану в результаті інтенсивного вилуговування його.

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).

Уранофан, бетауранотіл, болтвудіт, казоліт - вторинні силікати урану відрізняються від кофініту і ненадкєвіту більш світлим забарвленням і слабкою люмінесценцією в ультрафіолетових променях.

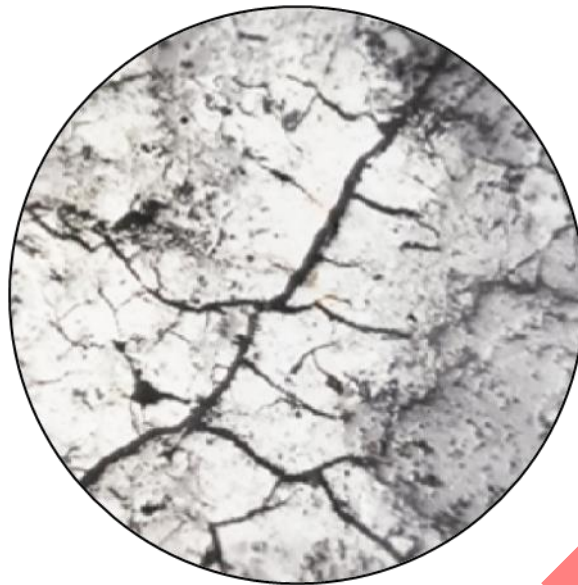


Рисунок 4.3 - Виділення гідронастурана в альбітіті, від тріщини засихання. Відб. світло Збільшення 100х

За оптичними властивостями вони анізотропні, хоча окислені різновиди уранофану і болтвудіта частково ізотропізуються. Основні фізичні та оптичні ознаки цих мінералів характеризуються в табл. 4.1.

Ургіт забарвлений в жовтувато-бурий колір, також аморфний. Показники заломлення нижче, ніж для гідронастурану. Зустрічаються як залишкові черні, у вигляді псевдоморфоз по настурану і уранініту, так і регеновані.

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

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

Різниться ненадквіт, що розвивається у вигляді псевдоморфоз по настурану і ненадквіту, що утворює самостійні виділення. В останньому випадку він розвивається одночасно з егірином, родузитом, хлоритом і карбонатом. Хімічний склад і властивості ненадквіту виявляється домішка гематиту, га-леніт приоутотвует в чорному, анатаз і рутил - в жовтувато-бурому і жовтувато-сірому ненадквіті. Присутність сполук титану в останніх різновидах, мабуть, підвищують і показники заломлення мінералу $> 2,05$. Найбільший

розвиток на родовищі мають жовтувато-бурі і жовтувато-сірі різниці ненадкєвиту, що містять титан.

У північній частині родовища профілі XV-XVIII ці різниці складають руди з макроскопічно видимою мінералізацією. У світло-сірих альбітитах чітко виділяються тонкі жовті, сітчасті прожилки променистого і волокнистого егірину і родузіту з вкрапленнями світло жовтувато-сірого ненадкєвиту (рис. 4.4-4.5).

Вкрапленість ненадкєвиту розміром від 0,05 до 0,2 мм розташовується всередині кристалів егірину і родузіту або за контактом їх з альбітом. Таке тісне зрощення ненадкєвиту з егірином і родузітом вказує, мабуть, на їх спільне формування.

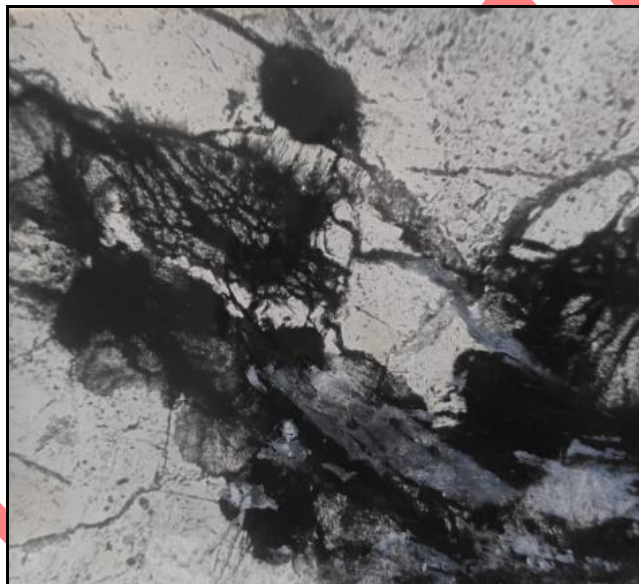


Рисунок 4.4 - Вкрапленість ненадкєвита в егірині. Шліф. Збіл. 72х

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

Таблиця 4.1 – 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

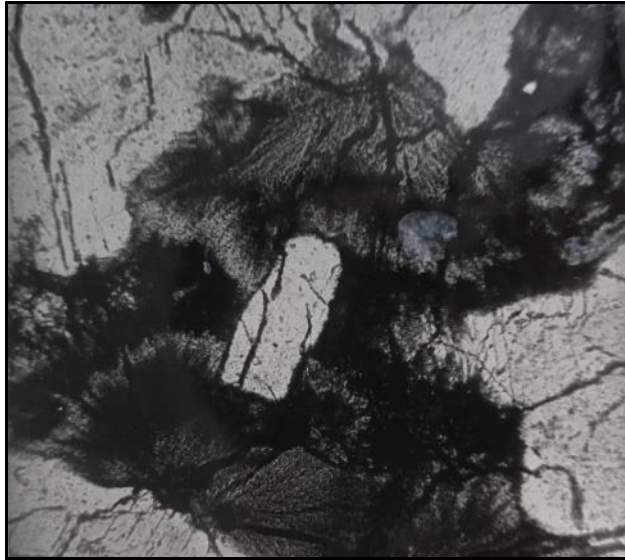


Рисунок 4.5 - Вкрапленість ненаквєїта в родузитї. Шліф. Збіл. 45х

Сургучно-червоні і чорні різновиди ненадкєвіту зустрїчаються по всьому родовищу у виглядї дрїбних гнїзд, прожилкїв і псевдоморфоз по настурану (рис. 4.6).

В парагенезисї з ними знаходяться гематит, галєніт, халькопїрит, пїрит, пїротин, хлорит, кальцит, епїдот. Зазвичай спїльні також урановї чернї, уранофан, болтвудїт, як вториннї мїнерали.

Для хїмїчної характеристики ненадкєвіту нижче наведенї результати аналїзїв концентратїв рїзних типїв ненадкєвіту, що мїстять 10-15 % домїшок їнш. мїнералїв. Наведенї результати показують, що у всїх вїдмїнах уран присутнїй тїльки в шєстивалєнтнїй формї.

Всї рїзновидностї ненадкєвіту легко розчиняються в кислотах, залишаючи бїлий або кремовий крем'яний скелет. Вїдмїнною особливїстю ненадкєвіту Мїчурїнського родовища є пїдвищена кїлькїсть титану, що досягає 26,75%. Можливо, що частина титану в високотитанїстїх рїзницях ненадкєвіту пояснюється присутнїстю домїшки лейкоксену і рутилу, що утворює найтоншї зрощєння з ненадкєвітом [7].

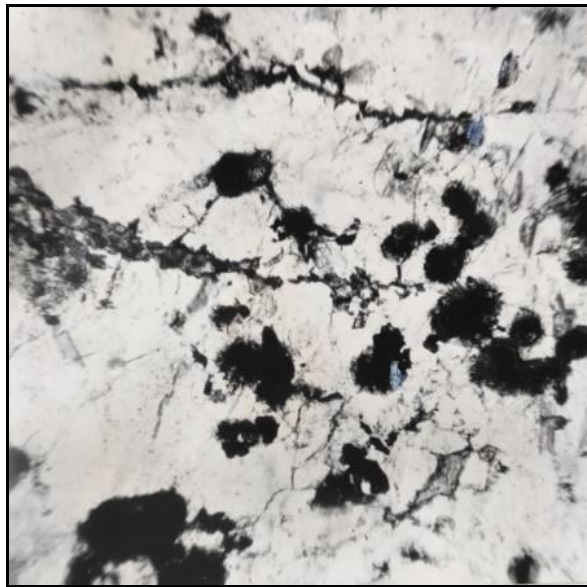


Рисунок 4.6 - Вкраплений ненанкевіт в альбітіті Шліф. Збіл. 45х

У деяких зразках відзначається високий вміст рідкісних земель до 8,65% і окису цирконію до 7,85%. Збагачення ненадкєвиту цирконієм можна віднести за рахунок найтонших включень малаконуа. Не виключена можливість, що крім самостійних виділень ненадкєвиту, частина його розвивалася за титанатам урану, утворюючи високотитаністі жовтувато-бурі і жовтувато-сірі різниці ненадкєвиту, в той час як сургучно-червоні різновиди утворювалися за настураном.

Кофініт має досить широкий розвиток на родовищі по всьому розрізу, але зустрічається в незначній кількості у вигляді дрібної вкрапленности розміром 0,05-0,6 мм. Намічається деяка концентрація кофініту у верхніх частинах родовища та поблизу великих тектонічних порушень. Кофініт зустрічається спільно з усіма урановими мінералами, іноді він зустрічається про настуран, уранової черню чи з уранінітом, а іноді з ненадкєвитом або бранеритом. Нерідко відзначається кофініт разом з вторинними жовтими силікатами, а також з радіоактивними гідроокислами заліза, лейкоксеном і іншими урансо-держачими мінералами. У всіх випадках кофініт абсолютно чітко спостерігається як самостійний мінерал, утворений одночасно з іншими первинними урановими мінералами.

Радіоактивні гідроокисли заліза гетит і гідрогетит часто утворюють псевдоморфози по зруйнованим і націло вилуженим настурану, уранініту, ненадквіту 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 мікрохімічних відбитків не дає. Важкорозчинними є також уранвміщуючі лейкоксени, рутил і малакон. Більш розчинні уран-вмістні хлорит і цоїзит в них знаходиться частково у формі діперсних окислів і частково, в сорбованій формі. Вони дають мікрохімічні відбитки з жовтою кров'яною сіллю.

Уранові зруденіння в альбітитах і сієнітах приурочені в основному до темnobарвних мінералів, які розподіляються по зонкам дроблення і тріщинуватості. Тому в тісному парагенезисі з урановими мінералами в кількості від 1 до 15 % зазвичай знаходяться хлорит, флогопіт, епідот, цоїзит, кальцит, часто родузіт, крокідоліт, егіриніт, апатит, а в зонах окислення монтморилоніт, гідрослюда, каолініт.

З рудних мінералів постійно, але в незначній кількості, присутні залізна слюдка, гематит, магнетит, мартит, а в зоні окиснення - гідрогематит, гетит, гідрогетит.

Характерно 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 відзначається ванадиніт. З інших мінералів, роль яких в орудененні неясна, відзначаються сфен, лейкоксен, анатаз, барит, флюорит, гранат. Швидше за все ці мінерали є другорядними і акцесорними мінералами вміщуючих порід.

Текстури і структури уранових руд визначаються текстурами вміщуючих порід: інтенсивністю попереднього зруденіння катаклаза, величиною зерен, розподілом темноколірних мінералів. Уранова мінералізація в рудах є накладеною, займає незначний об'єм і по суті, майже не змінює текстурний вигляд породи. Тому в більшості випадків макроскопічно неможливо відокремити

руду від вміщуючих порід, без радіометричних вимірювань і тільки по інтенсивному катаклазу можна припускати наявність уранової мінералізації.

В межах родовища можна виділити наступні текстурні типи уранових руд: мілковкраплені руди, гніздово-вкраплені руди, прожилково-вкраплені руди. Переважне поширення мають вкраплені руди з дуже дрібнозернистими вкрапленниками уранових мінералів і дрібними скупченнями їх розміром не більше десятих часток мм (рис. 4.7 а; 4.8). Мілковкрапленна уранова мінералізація в рудах макроскопічно зазвичай непомітна (рис. 4.7 б), а іноді без мікрорадіографії насилу різниться навіть під мікроскопом.

Уранові черні в зоні окислення представлені залишковими і перевідкладеними різницями. Місцями в ділянках, розташованих поблизу найбільш інтенсивного водонасичення тріщин, спостерігається густа вкрапленість настурана, майже повністю вилуженого і заміщеного слабо радіоактивними гідроокислами заліза. Поблизу таких розубоженних ділянок відзначаються чіткі ореоли перевідкладених уранових черней.

У приповерхневих ділянках зони окислення зустрічаються поодинокі зерна органічної речовини типу тухоліту, збагаченого ураном соті частки %.

В цілому по родовищу вторинні уранові і урановмісні мінерали зустрічаються частіше, ніж первинні мінерали, як це видно на (рис. 4.8). Це вказує на те, що значний розвиток зони окислення по всій потужності рудних покладів призвів до виносу урану з первинних мінералів і перерозподілу його у вміщуючих породах, переважно в межах рудних покладів, складених первинними мінералами. Тому про основні закономірності розподілу урану можна судити саме за первинними мінералами.

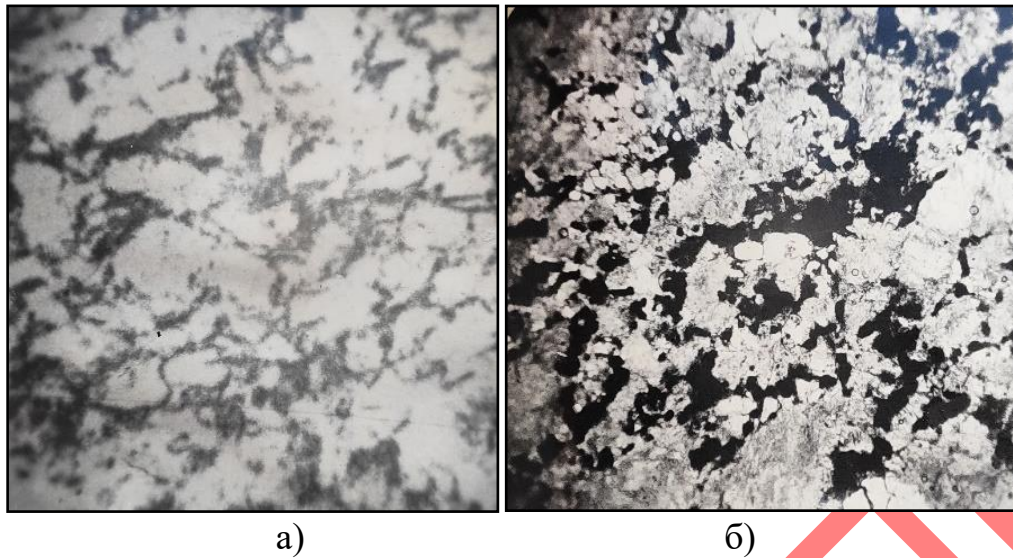


Рисунок 4.7 - а) текстура мілко-вкраплених уранових руд, представлених ненанкевітом; б) мікро-вкраплена текстура уранітиту (чорне) в цукровидному альбітіті. Шліф, збільшення 80х

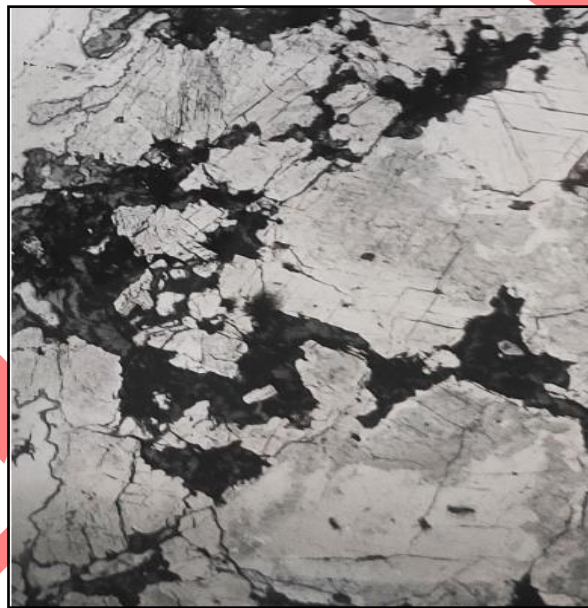


Рисунок 4.8 - Вкраплений ненанкевіт з егірином і родузітом в катаклазованому альбітіті. Шліф, Збільшення 8х

Висновки до розділу.

При геологічних дослідженнях руд і вміщуючих порід Мічурінського родовища виявлено понад 20 уранових і уран-вмістних мінералів і більше 45 нерадіоактивних мінералів, супроводжуючих зруденіння.

Многостадійність формування більшості темнозабарвлених і рудних мінералів у цілому створили досить складну мінералогічну обстановку.

Вміщуючі зруденіння породи представлені лужними різницями альбітів, альбітизованими гнейсами, сієнітами, поза цих порід уранова мінералізація не відзначається.

Абсолютно чітко встановлюється накладений характер зруденіння, який супроводжується утворенням темнозабарвлених і рудних мінералів, пов'язаних з більш пізніми порушеннями, катаклизом і дробленням.

Встановлено наступні найбільш часто зустрічаємі асоціації мінералів урану, рудних і темнокольорових мінералів:

- хлорит-карбонат-епідот-гематит-пірит-настуран-браннерит;
- карбонат-флогопіт-родузіт-ненадкевіт;
- хлорит-флогопіт-родузіт-гематит-настуран-гідронастуран;
- родузіт-альбіт-апатит-уранініт;
- егірінит-родузіт-карбонат-пірит-ненадкевіт.

Супроводжуючі уранове зруденіння мінерали хлорит, родузіт, егірінит, карбонат, гематит, магнетит та інші розподіляються в альбітитах по тріщинах катаклазу і дроблення і становлять від 1 до 20 % об'єму породи.

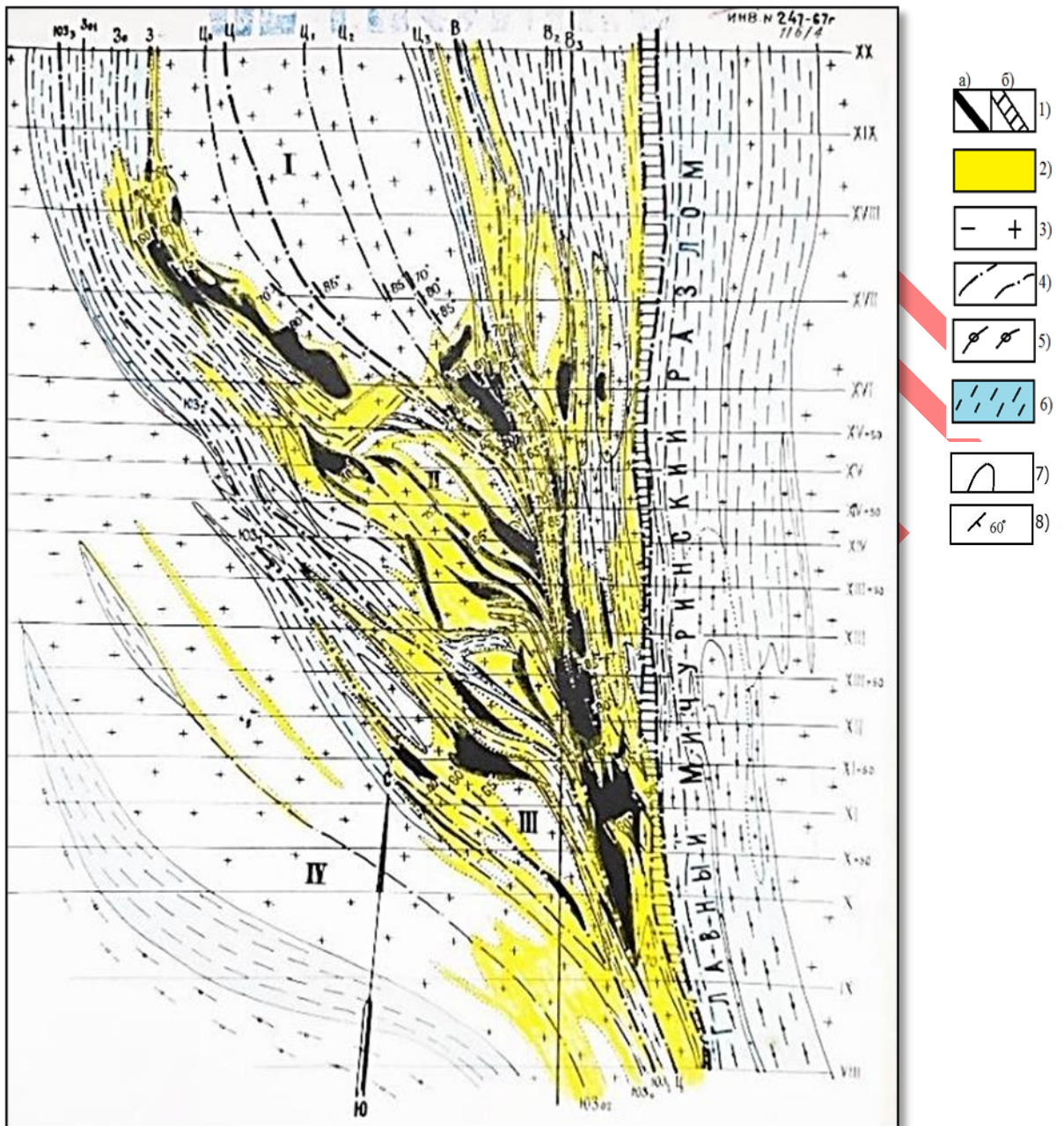
5 СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНИЙ КОНТРОЛЬ УРАНОВМІЩУЮЧИХ ФОРМАЦІЙ МІЧУРІНСЬКОГО РОДОВИЩА

Мічурінське родовище виникло на зчленуванні великого масиву гранітів, його дрібних апофіз, поля гнейсів і тривало існуючої розломної зони з проявами калієвого і натровий метасоматозу [2,3].

За своєю формою в плані рудна площа Мічурінського родовища має вигляд напівжатога віяла, що звужується на південь. Загальна протяжність ділянки розвитку рудних тіл 1100 м, найбільша ширина 500 м. На південь рудні тіла примикають до головного Мічурінського розлому. Така форма обумовлена розвитком серій зон мілонітизації і катаклазу, які в свою чергу поширюються обмеження ряду лінзовидних тіл гранітів Північного, Центрального, Південь-Західного і більш дрібних (південних) та розташовуються між Центральним і Південно-західним тілами [15]. Аналогічну форму має родовище і в розрізі, обмежуючись зверху поверхнею кристалічних порід, а знизу пологопадаючим 47° південно-західним тілом гранітів. Це розгалуження, мабуть, і зумовило широкий розвиток метасоматитів (рис. 5.1).

У середині зон мілонітизації і катаклазу в межах Мічурінського родовища за встановленими кондиціями виділяється 28 рудних покладів, які частково поділяються ще на окремі тіла. Розміри рудних покладів по простяганню коливаються від 50 до 800 м. За потужністю від 1,5-5 до 80 м і по падінню від 50 до 395 м. В цілому уранове зруденіння виклинується на глибині близько 450 м від поверхні кристалічних порід. В поздовжній проекції рудні поклади мають вигляд округлих лінз, які схиляються під кутами від 35° до 85° в середньому 60° переважно в північному напрямку.

У зв'язку з мінливістю потужностей і мінливістю довжини лінз у плані, форми балансових рудних покладів значною мірою ускладнені, що можна бачити на (рис. 5.1).



1- а) рудний поклад, б) мілоніти; 2 – альбітита та сієніти; 3 – граніти; 4 – тріщини і тектонічні шви; 5 – мігматити; 6 – гнейси; 7 – ізолінії контакту; 8 – кут падіння

Рисунок 5.1 - Схеми геологічної будови Мічурінського родовища (план горизонту 33 м)

Рудоконтролюючі структури на родовищі виражені не дуже яскраво. Згадані зони мілонітизації і катаклаза переважно північно-західного простягання в своїй більшості неодноразово підновлялися в різні періоди мінералізації. Найбільш ранні зони дроблення були заліковані пегматоїдами або являють собою бластомілоніти з мікрокліновими вкраплениками. У доальбітитовий етап в частині зон знову відбувалося дроблення і виникали нові зони катаклазу, по яким розвинулися альбітити і сієніти [12].

Повторне дроблення і катаклаз між зближеними зонами мілонітів, а також в контактах апогранітових і апогнейсових прошарків або пегматоїдів зумовили розвиток уранового оруденіння. Нарешті, на родовищі широко проявилася пострудна мілонітизація і навіть брекчування, причому, в ряді випадків, по цих зонах перерозподілялося уранове оруденіння у вигляді вторинних мінералів (уранові черні, вторинні силікати, сорбційні утворення).

Таке складне накладення неодноразового дроблення і переважна роль катаклазу не дозволяє цілком впевнено виділяти рудоконтролюючі розломи. Проте, завдяки успадкованості різновікових зон дроблення вдається відновити загальний план розломно-тріщинних зон і приурочених до них рудних покладів.

Крім катаклазу і дорудних мілонітів на розподілі зруденіння позначився літологічний склад порід. Як докладно вказується перераховане: більше 77% руд зосереджено в крупнопластинчатих (апогранітових) альбітах, близько 20% в сахаровидних апогнейсових альбітатах і лише 3% в інших породах (альбіт-хлоритових, хлоритизованих гнейсах, сієнітах та інш.). Не зупиняючись поки на причині такого розподілу, можна вказати, що ця приуроченість, а також повсюдна хлоритизація і участь хлориту в рудному процесі надає загальне найменування генетичного типу родовища - хлорито-альбітовий. Разом з тим слід зазначити, що в межах родовища співвідношення різних порід інше, ніж в рудах. Так, за даними горизонту - 33 м альбітити обох видів складають 12% загальної площі (1,2 км²) родовища, сієніти та хлорит-альбітові

породи - 11%, червоні граніти, граносієніти і хлоритові гнейси - 9%, граніти, тіньові мігматити і пегматоїди - 48%, біотитові гнейси - 20%.

Рудні тіла Мічурінського родовища відносяться до великих лінзоподібних і рідше столбо - і плаstopодібних покладів. Розміри їх досягають сотень метрів по простяганню і падінню, при потужності від перших метрів до перших десятків метрів. У меж контурів промислових руд нерідко спостерігаються різної потужності безрудні ділянки або прослой некондиційних руд [16].

При геологічних дослідженнях руд і вміщуючих порід Мічурінського родовища виявлено понад 20 уранових і уран-вмістних мінералів і більше 45 нерадіоактивних мінералів, супроводжуючих зруденіння. Крім того, багато-стадійність формування більшості темнозабарвлених і рудних мінералів у цілому створили досить складну мінералогічну обстановку.

Вміщуючими породами родовища є біотитові гнейси, граніти, мігматити і сієніти. Простягання порід північно-західне $310-350^\circ$, падіння східне $70-80^\circ$. Породи середньої міри тріщинуватості, стійкі, не ударно-небезпечні. Родовище перекрите чохлом осадових порід, потужність яких варіює від 0,5 м до 40 м, в середньому 20-25 м, представлені корою вивітрювання корінних порід (потужність від 2 до 5 м) і різного роду глинами і суглинками з невеликими прослоями різнозернистих пісків потужністю від 1 до 3 м.

Встановлюються наступні найбільш часто зустрічаємі асоціації мінералів урану, рудних і темнокольорових мінералів: хлорит-карбонат-епідот-гематит-пірит-настуран-браннерит; карбонат-флогопіт-родузіт-ненадкевіт; хлорит-флогопіт-родузіт-гематит-настуран-гідронастуран; родузіт-альбіт-апатит-уранініт; егірінит-родузіт-карбонат-пірит-ненадкевіт.

Супроводжуючі уранове зруденіння мінерали хлорит, родузіт, егірінит, карбонат, гематит, магнетит та ін розподіляються в альбітитах по тріщинах катаклазу і дроблення і становлять від 1 до 20 % об'єму породи. Разом з тим, в альбітитах, гнейсах і гранітоїдах спостерігаються широкі поля епідотизації, хлоритизації, карбонатизації, що не містять уранового знаряддя. Все це вка-

зує на те, що в ході багатостадійного мінералоутворення привнос ураноносних компонентів був завершальним.

Як показує наявність різноманітних груп уранових мінералів, мінералоутворення залежало від концентрації кремнезему в розчинах, тому в одних ділянках відзначається скупчення оксидів настурану, бранериту, в інших силікатів ненадкєвіту, кофініту. Разом з ураном в гідротермальними розчинами привносився цирконій і фосфор, а також частково залізо і титан. Таким чином, рудоформування на родовищі є одним з пізніх процесів, який характеризується мінливими концентраціями кремнію, мінливістю рН і E_h і, мабуть, невисокими температурами ураноносних розчинів. Про це, зокрема, свідчать дані експериментів з осадження настурану і кофініту.

В етап дорудного метасоматозу, після нової серії тектонічних зрушень утворилася основна маса темнокольорових мінералів по катаклазованим альбітам та сієнітам. Це - хлорит, епідот, рібекіт, родузіт, флогопіт, кальцит. Ці ж мінерали в нових генераціях продовжували формуватися і в більш пізній час, в етап рудного метасоматозу, після нових зрушень, що відкрили шляхи для проникнення рудних розчинів. У рудний етап разом зі збільшенням утворення кальциту, флогопіту, родузіта, егірину та інших темнокольорових по більш вузьких зонках утворюються залізорудні мінерали: магнетит, дрібнопластинчастий гематит і комплекс уранових мінералів оксидів, силікатів, титанатів.

Зруденіння має тонковкраплений характер розподілу і змішаний склад мінералізації рудних покладів. Очевидно, що оксиди і силікати могли утворюватися самостійно і майже одночасно. Чітко відзначається кілька генерацій уранініту у вигляді розсіяної вкрапленості в альбітах і навіть у пегматитів і у вигляді більш пізніх, січних малопотужних прожилки в тісній асоціації з апатитом і жильним альбітом.

Гіпергенний етап на родовищі характеризується широким розвитком сорбцій урану на гідрооксилах залізу, ціозиті, хлориті, лейкоксені, сфені, які утворюють значні ореоли навколо концентрацій первинних уранових мінералів,

а також утворенням глинистих мінералів монтморилоніту, гідробіотиту і ціозиту по епідоту.

В результаті вивчення речового складу ураноносних порід із зон розломів в межах площі Мічурінського родовища було визначено, що ураноносність цих зон відноситься до гідротермально-метасоматичного типу уранової мінералізації представлений натрій-урановою (альбітитою) рудною формацією [1, 2, 11, 12].

Лужні метасоматити контролюються Мічурінським розломом і оперяються його порушеннями. Вони простежуються у вигляді декількох смуг протягом понад 800 м. Метасоматити представлені хлорит-епідотовими «сієнітами», метасоматитами, гідробіотитовими, актіноліт-хлорит-епідотовими, рідше рибекіт-егіриновими альбітитами. Лужні метасоматити на всьому своєму протязі супроводжуються незначними підвищеннями радіоактивності від 5 до 10 пА / кг. Вміст урану в них становить 0,05% на 1,3 м. Домінуючою різницею лужних метасоматитів є сієнітоподібні метасоматити хлорит-епідотового складу. Потужність метасоматитових тіл досягає 140-150 м. Іноді в них фіксуються локальні підвищення радіоактивності до 5,2 пА / кг.

Тектонічна структура в межах родовища проявлена дуже слабо і представлена одиничними швами і малопотужними (десятки см) зонками катаклазу і брекчіювання.

Найбільша кількість радіометричних аномалій розвинена в корах вивітрювання, що простежуються в межах зон розломів.

Радіометричні аномалії в їх межах найчастіше пов'язані з гідрослюдистою зоною. Інтенсивність аномалій коливається від 3,6 до 24,5 пА / кг. Розвинені вони як над гранітами, так і над альбітитами [10].

На всьому протязі описувана аномальна смуга пов'язана з лінійною корою вивітрювання. Остання чітко простежується уздовж 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.

Висновки до розділу.

1. Родовище відноситься до генетичного типу ураноносних альбітитів в алюмосилікатних породах докембрію. Уранова мінералізація формації натрієвих метасоматитів у межах Мічурінського родовища генетично пов'язана з тривалим процесом формування та перетворення формації альбітитів.

2. Родовище представлене рядом паралельних рудних покладів, окремими рудними покладами, а інколи кулісообразно залягаючими покладами.

3. В контурах рядових руд Мічурінського родовища мають місце ділянки збагачення, пов'язані з накладеним прожилковим уранінітом. Форма таких ділянок гніздоподібна, лінзовідна. Розміри їх незначні як за потужністю, так і по простяганню.

ВИСНОВОК

В ході виконання кваліфікаційної роботи на тему «Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій Мічурінського родовища (Кіровоградська область)» було детально вивчено геологічну будову району 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.

Основними урановими мінералами в рудах Мічурінського родовища є ненадквіт, настуран і ураніт. Зустрічаються також давідіт, браннерит, коффініт. Рудні мінерали розвиваються в цементі катаклазованих альбітитів по мілкотаблитчатому альбіту, у зв'язку з пізнім хлоритом і рудними мінералами.

Мічурінське родовище та більшість рудопроявів однойменного рудного поля локалізовані у межах в субмеридіональній Звенигородсько-Аннівській зони, яка ускладнена перетинами діагональних розломів. Основним рудоконтролюючим тектонічним порушенням є Мічурінський розлом, розташований у всячому боці родовища. Простягання розлому $350-360^\circ$. Потужність в основному 15-20 м, а місцями досягає 45 м. На родовищі також виділяються тектонічні зони північно-західного простягання $320-340^\circ$, потужністю до десятків сантиметрів.

У складі тилкових зон метасоматозу рудних полів, що контролюються розломними зонами субширотного простягання, найбільш характерними є альбітити актиноліт-діопсидової групи фацій.

Причини утворення рудних концентрацій урану у межах Мічурінського родовища 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) стратиграфічний фактор контролю зруденіння обґрунтовано фактом утворення натрієвих метасоматитів після вкореніння магматитів кіровоградського і новоукраїнського магматичних комплексів.

3) 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.

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.

СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ

1 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.

2 Кировоградский урановорудный район Украины / А.Х. Бакаржиев и др. Отечественная геология. 1995. №9. С. 91-95.

3 Ключков В.М., Білінська Я.П., Шевченко О.М. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центрально-Українська серія, аркуш М-№:-XXXII (Новоукраїнка). Пояснювальна записка. Київ. 2001. 56 с.

4 Макивчук О.Ф., Обризанов В.Н., Сливинский В.А. и др. Отчет о геолого-прогнозных работах в центральной части западного крыла Кировоградского антиклинория за 1973-1976 г.г. Задание 47-9. Текст. Березовка, 1976. 287 с.

5 Іванов Б.Н., Москаленко Г.М., Захарченко А.А. Результати робіт з підготовки геофізичної та геохімічної основ для ГГК-50 загальними пошуками на площі листів М-36-99А, В; 111-А (Завдання 47-44). Текст. Смоліно, 2000. 186 с.

6 Куліш Е.А., Михайлов В.А. Геохімія, мінералогія, генезис і класифікація родовищ урану. Київ: Логос, 2006. 213 с.

7 Синицын В.А. Вещественный состав и условия образования гранат-диопсидовых ураноносных альбититов. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины/ за ред. Е.А. Кулиша. Киев. Наукова думка, 1995. С.259-271.

8 Семка В.А., Бугаенко В.Н., Бондаренко С.Н. Минералогическо-петрографические и геохимические исследования геологических объектов Братско-Звенигородской зоны. Киев, 1995.

9 Урановые месторождения Украины / Белевцев Я.Н и др. Геологический журнал. 1992. № 5. С. 47–58.

10 Коваль В.Б. Генетические особенности формирования месторождений урана. Общие положения. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / за ред. Е.А. Кулиша. Киев. Наукова думка, 1995. С.202-208.

11 Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф. Киев: Наукова думка, 1995. 396 с.

12 Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений / В.И. Казанский и др. Геология рудных месторождений. 1975. Вып. 17. № 4. С 53-61.

13 Кинякин П.Ф., Иванов Б.Н., Березюк Л.Ф. Звіт експедиції № 47 про результати прогнозно-геологічних робіт масштабу 1:50000 на уран, літій, золото, проведених в 1989-1994 г.г. в південно-західній частині Корсунь-Новомиргородського плутону. Завдання 47-42. Книга I. Текст. Смоліно, 1995. 305 с.

14 Обризанов В.Н., Бояршина А.П., Гринько В.В. и др. Отчет о геолого-прогнозных работах в области сочленения Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского массивов масштаба 1:50000 за 1976-1979 г.г. Геологическое задание 47-17. Том I. Текст. Смолино, 1979. 2015 с.

15 Перспективы выявления в Украине месторождений богатых урановых руд / Бакаржиев А.Х. и др. Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление. М.: ВИМС, 2002. С 61-64.

16 Промышленные генетические типы урановых месторождений / Машковцев Г.А. и др. Отечественная геология. 1998. № 9. С 13-20.

17 Иванов Б.Н., Прытков Ф.Я., Мелихова Р.Б. Отчет экспедиции № 47 о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1:50000 на уран, золото, редкие металлы, проведенных в 1985-1992 г.г. в центральной части Звенигородско-Анновской зоны разломов. Задание 47-33. Книга I. Смолино, 1992. 256 с.

18 Лазаренко Є. К., Винар О. М. Мінералогічний словник. — К.: Наукова думка, 1975. — 774 с.

19 Уранова промисловість України. Електронний ресурс. URL: https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A3%D1%80%D0%B0%D0%BD%D0%BE%D0%B2%D0%B0_%D0%BF%D1%80%D0%BE%D0%BC%D0%B8%D1%81%D0%BB%D0%BE%D0%B2%D1%96%D1%81%D1%82%D1%8C_%D0%A3%D0%BA%D1%80%D0%B0%D1%97%D0%BD%D0%B8

20 Шаталов М.М. Уран надр України: геохімія урану та історія створення мінерально-сировинної бази // Вісник НАН України, 2015, №10. С. 50-59.

ДОДАТОК А

Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи

	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
	2	3	4	5	6
			Документація		
	A4	ТСТ.ОППМ.21.06.ПЗ	Пояснювальна записка	69	
			Графічні матеріали		Електронний ресурс
			Презентація Microsoft PowerPoint	20	Слайди

103-181

ДОДАТОК Б

ВІДГУК

керівника на кваліфікаційну роботу бакалавра
на тему: «Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій Мічурінського родовища (Кіровоградська область)»
студента групи 103-18-1 Лапко Володимира Миколайовича

Актуальність теми кваліфікаційної роботи обумовлена необхідністю забезпечення повного і комплексного вивчення надр, зміцнення сировинної бази та підвищення достовірності запасів, вдосконалення організації та методів геологорозвідувальних робіт.

Мета роботи: визначення речовинного складу урановміщуючих формацій та оцінка структурно-тектонічного контролю зруденіння.

Досягненню мети сприяло рішення наступних задач:

- виділення рудовміщуючих геологічних формацій;
- вивчення речового складу метасоматитів;
- встановлення просторових закономірностей розміщення рудної мінералізації;
- удосконалення методики прогнозування.

З визначеними задачами автор кваліфікаційної роботи впорався як кваліфікований фахівець.

Новизна дослідження полягає в обґрунтуванні геологічних факторів рудоутворення та контролю зруденіння урану, генетично та просторово пов'язаного з формаціями лужних натрієвих метасоматитів.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-розвідувальних робіт, які проводяться геологічними підприємствами в районі досліджень.

Тема роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності магістра за спеціальністю 103 «Науки про Землю – речовинного складу та оцінка перспектив рудоносності урановміщуючих формацій Мічурінського родовища.

Результати кваліфікаційної роботи – правильні, обґрунтовані, осмислені. Кваліфікаційна робота характеризує вміння виявляти та розв'язувати проблеми. За період дипломування автор роботи продемонстрував належний рівень сформованості загальнонавчальних умінь і навичок та високий рівень особистого ставлення до справи.

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

Ступінь самостійності виконання кваліфікаційної роботи задовільна.

Клас задач, рівень та види умінь, що застосовані автором відповідають чинним кваліфікаційним вимогам (ПФ.Е.19, ПФ.Е.23.ЗП.0., ПФ.Е.23.ЗП.Р.07 та інші). Зміст кваліфікаційної роботи повністю відповідає учбовій програмі кваліфікаційного рівня бакалавр.

Кваліфікаційна робота заслуговує оцінки „відмінно” (90А), а автор Ляпко Володимир Миколайович присвоєння ступеню бакалавра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньою програмою «Геологія».

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

І.В. Жильцова

ДОДАТОК В

РЕЦЕНЗІЯ

на кваліфікаційну роботу бакалавра на тему:
на тему: «Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій Мічурінського родовища (Кіровоградська область)»
студента групи 103-18-1 Лапко Володимира Миколайовича

Кваліфікаційна робота присвячена дослідженню структурно-тектонічного контролю урановміщуючих формацій Мічурінського родовища.

Завдання кваліфікаційної роботи відповідає вимогам ОПП підготовки бакалаврів за спеціальністю 103 «Науки про Землю».

Об'єктом вивчення є структурно-тектонічний контроль уранових руд Мічурінського родовища.

Актуальність теми обумовлена необхідністю розширення сучасної сировинної бази України.

Іноваційність отриманих результатів полягає в обґрунтуванні геологічних факторів рудоутворення та контролю зруденіння урану, генетично та просторово пов'язаного з формаціями лужних натрієвих метасоматитів.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-розвідувальних робіт, які проводяться геологічними підприємствами в районі досліджень.

В роботі застосовані технологічна та проектувальна компетентності фахівця в галузі геології. Продемонстровано здатність розробляти геологічні завдання; вивчати і аналізувати геологічну будову родовища; виконувати збір та підготовку текстової, числової та графічної геологічної інформації необхідної для складання звіту; виконувати обробку інформації в ПЕОМ з використанням математичних методів.

Застосування петрографічних та мінераграфічних методів дослідження дозволило провести глибоке вивчення речовинного складу уранових руд та урановміщуючих формацій Мічурінського родовища.

Стиль та мова роботи відповідають загальним вимогам до якості кваліфікаційних робіт. Список використаних джерел інформації підтверджує поглиблене вивчення автором проблеми досліджень.

Пояснювальна записка і презентація оформлені у відповідності до стандартів НТУ «Дніпровська політехніка».

Рекомендована оцінка « » ().

Автор кваліфікаційної роботи - Лапко Володимир Миколайович заслуговує ступінь бакалавра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньою програмою «Геологія».

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

Терешкова О.А.

ДОДАТОК Г

ДЕКЛАРАЦІЯ

академічної доброчесності

Я Лапко В.М. студент 4-го курсу, денної форми навчання, освітньо-кваліфікаційного рівня «бакалавр», спеціальності 103 Науки про Землю, освітньої програми «Геологія»:

– підтверджую, що написана мною кваліфікаційна робота на тему «Структурно-тектонічний контроль урановміщуючих формацій Мічурінського родовища (Кіровоградська область)» відповідає вимогам академічної доброчесності та не містить порушень, що визначені у статті 42 Закону України «Про освіту», зі змістом яких ознайомлений;

– згодна на перевірку моєї роботи на відповідність критеріям академічної доброчесності у будь-який спосіб, у тому числі за допомогою інтернет системи, а також на архівування роботи в базі даних цієї роботи.

09.06.2022

Лапко В.М.

